

# 岩石礦物礦床學會誌

第二十五卷 第三號

(昭和十六年三月一日)

---

## 研 究 報 文

---

- 宮城縣丸森水鉛礦床に就て ..... 理學博士 渡邊萬次郎
- 昭和十五年七月三宅島火山活動調查概報 (II) ..... 理學士 齋藤 仁
- 兵庫縣關宮附近のクローム礦床に就て (I) ..... 理學士 石川俊夫
- 北海道八雲礦山産方鉛礦後の硫酸鉛礦假像 ..... 理學士 鈴木廉三九

---

## 抄 錄

---

- 礦物學及結晶學 數種の礦物の着色原因 外11件
- 岩石學及火山學 Idaho 底盤の一部に伴なふ接觸變質並に内變現象 外5件
- 金屬礦床學 朝鮮金礦床の研究 外5件
- 石油礦床學 マイコツプ油田の特徴
- 窯業原料礦物 ベントナイト中のクリストパル石 外2件
- 石 炭 石炭の X 線的研究 外1件
- 參 考 科 學 地震及火山活動に伴なふ地球磁場の變化

---

東北帝國大學理學部岩石礦物礦床學教室內

日本岩石礦物礦床學會

## The Japanese Association of Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists.

### *President.*

Shukusuké Kôzu (Editor in Chief), Professor at Tôhoku Imperial University.

### *Secretaries.*

Manjirô Watanabé (Editor), Professor at Tôhoku Imperial University.

Jun-ichi Takahashi (Editor), Professor at Tôhoku Imperial University.

Seitarô Tsuboi (Editor), Professor at Tôkyô Imperial University.

Jun Suzuki (Editor), Professor at Hokkaidô Imperial University.

Tei-ichi Itô (Editor), Ass. Professor at Tôkyô Imperial University.

### *Assistant Secretary.*

Shinroku Watanabé, Ass. Professor at Tôhoku Imperial University.

### *Treasurer.*

Katsutoshi Takané, Ass. Professor at Tôhoku Imperial University.

### *Librarian.*

Tunehiko Takéuti, Lecturer at Tôhoku Imperial University.

### *Members of the Council.*

Kôichi Fujimura, *R. S.*

Muraji Fukuda, *R. H.*

Tadao Fukutomi, *R. S.*

Zyunpei Harada, *R. H.*

Fujio Homma, *R. H.*

Viscount Masaaki Hoshina, *R. S.*

Tsunenaka Iki, *K. H.*

Kinosuke Inouye, *R. H.*

Tomimatsu Ishihara, *K. H.*

Nobuyasu Kanehara, *R. S.*

Takeo Katô, *R. H.*

Rokurô Kimura, *R. S.*

Kameki Kinoshita, *R. H.*

Shukusuké Kôzu, *R. H.*

Atsushi Matsubara, *R. H.*

Tadaichi Matsumoto, *R. S.*

Motonori Matsuyama, *R. H.*

Shintarô Nakamura, *R. S.*

Kinjiro Nakawo.

Seijirô Noda, *R. S.*

Takuji Ogawa, *R. H.*

Yoshichika Ôinouye, *R. S.*

Ichizô Ômura, *R. S.*

Jun-ichi Takahashi, *R. H.*

Korehiko Takéuchi, *K. H.*

Hidezô Tanakadaté, *R. S.*

Iwawo Tateiwa, *R. S.*

Kunio Uwatoko, *R. H.*

Manjirô Watanabé, *R. H.*

Mitsuo Yamada, *R. H.*

Shinji Yamané, *R. H.*

Kôzô Yamaguchi, *R. S.*

### *Abstractors.*

Yoshinori Kawano,

Iwao Katô,

Isamu Matiba,

Osatoshi Nakano,

Yûtarô Nebashi,

Kei-iti Ohmori,

Kunikatsu Seto,

Rensaku Suzuki,

Jun-ichi Takahashi,

Katsutoshi Takané,

Tunehiko Takéuti,

Manjirô Watanabé,

Shinroku Watanabé,

Kenzô Yagi,

Tsugio Yagi.

# 岩石礦物礦床學會誌

第二十五卷 第三號

(昭和十六年三月一日)

## 研究報文

### 宮城縣丸森水鉛礦床に就て

理學博士 渡邊 萬次郎

#### 位置及交通

宮城縣丸森水鉛礦床は、同縣伊具郡丸森町の南端部が、同郡筆甫 (Hippo) 村及び大内村の間に突出する部分に當り<sup>1)</sup>、これらの町村に跨がりて分布す。之を訪ふには 東北本線大河原驛または 槻木驛より、省營自動車によりて角田町を過ぎ、先づ丸森市街地に至るべく、この間道路概ね平坦にして、行程 20 軒に過ぎず、これより更に南方 5 軒の駒の瀧不動附近までは、筆甫村に通ずる縣道によりて自動車を通じ、水鉛礦床の一部はその附近にも發見せらる。然れども、現在までに主として採掘せられたるものは、それより更に南方凡そ 2 軒半、堂平山 (Dôhira-y. 515.6m) の西北溪底、海拔約 350m の山間にあり、現に人馬を通ずるのみに過ぎざれども、道路の勾配急ならずこれを改修擴張すればこれまた自動車を通ずべし。

#### 地形及び地質

礦床附近は阿武隈山地の北縁が角田盆地に面する部分に位して、その南部堂平山の海拔 515.6 米より次第に北東方に下る山地を成し、内川上流の本支流によつて V 字狀に穿たるれども、駒の瀧附近より下流はその谷底

1) 陸地測量部五萬分一角田圖幅參照



漸く潤け、段丘及び沖積原の發達を見る。

礦床附近には主として閃雲花崗閃綠岩<sup>1)</sup>の發達を見れども、その一部分に蛇紋岩、角閃片岩、黒雲母片岩等を露出し、また一部分は玄武岩質安山岩に被覆せらる(第壹圖參照)。右のうち、角閃片岩及び黒雲母片岩は片理完全にして往々互層し、層向概ね  $N0^{\circ} \sim 30^{\circ} E$ 、西または東に急斜し、蛇紋岩は概ね暗綠色塊狀なれども、一部は透角閃石の白色束狀乃至放射狀集合に貫ぬかれて、茨城縣町屋附近より産する“斑石”の或るものに類する模様を生ず。それらの現出状態より見て、阿武隈山地南部に於ける竹貫附近の結晶片岩並にそれを貫ぬく蛇紋岩類に類すれども、それらを貫ぬく花崗閃綠岩のために地域の大部を占有せられ、たゞ一部分に斷片的に存するに過ぎず、蓋し削磨の一層程度を進めたるため、上部の削り去られたるためなるべし。

#### 礦 床 の 型 式

水鉛礦床は常にこれらの結晶片岩及び蛇紋岩と、花崗閃綠岩との接觸部に近く、次の種々なる産狀を有す。

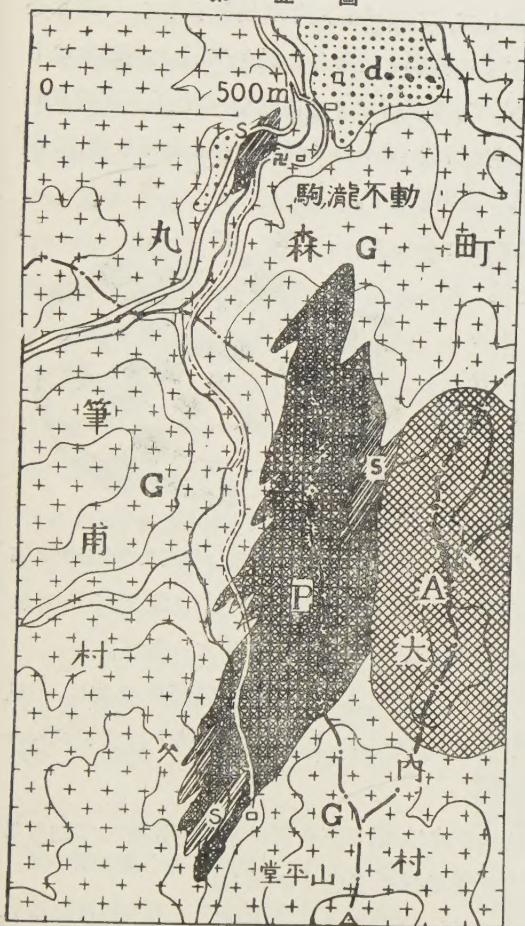
- (1) 花崗閃綠岩の邊縁部を貫ぬくペグマタイト中に、微量の輝水鉛礦を含有するもの。
- (2) 花崗閃綠岩に接する結晶片岩中、その層理にそひて發達せるレンズ狀石英脈に輝水鉛礦を含むもの。
- (3) 花崗閃綠岩に貫ぬかれたる蛇紋岩中、特殊のペグマタイト岩脈を生じ、之に輝水鉛礦の不規則放射狀集合を散點するもの。
- (4) 花崗閃綠岩に貫ぬかれたる蛇紋岩の一部を脈狀に交代して、滑石狀外觀を有する雲母質集合を生じ、之に輝水鉛礦を含むもの。

このうち(1)は駒の瀧の北方、不動橋附近にその存在を知らるゝも、輝水鉛礦の量極めて少なく、(2)は駒の瀧不動の西方、河岸の岩盤に認めらるゝも、現在知らるゝ範圍に於てはその規模小さく、且つ兩者とも輝水鉛礦の産

1) その一部分片狀を呈し、嘗ては片麻岩の名を以て呼ばる。

狀として、寧ろ普通なるものにして、こゝに特筆するを要せず、本報文には主として前記の(3)、(4)に就て記載すべし。

第 壹 圖



丸森水鉛礦床附近地質概圖

G 花崗閃綠岩      A 輝石安山岩  
P 蛇紋化橄欖岩      S 結晶片岩

# ペグマタイト質水鉛礦

外 觀 石英及び長石より成る白色の地に、直徑凡そ1mm 前後の輝水鉛礦質不規則球顆と、ほぼ同程度の淡綠色雲母質球顆とを有し(第貳圖参照)、極めて特有なる外觀を有するものにして、之を後記の礦石に對して、假にペグマタイト質又は珪石質水鉛礦と稱す。

産 狀 堂平山の西北溪底西側の蛇紋岩中、不規則レンズ狀の岩脈を成し、露天堀にて嘗て採掘せられたるものは、幅最大1米、長さ10米近くに達せり。

成 分 之を薄片として觀察するに、本礦石は主として石英、斜長石、雲母輝水鉛礦の集合より成り、他に少量のジルコンと、綠

簾石を含むに過ぎず、そのうち輝水鉛礦は、數%の多きに達す(第參圖参照)



**石 英** 常に不規則粒狀をなして集合し、全體の地の最大部分を形成す。その内部には性質不明の極微の不純物を散布し、且つ長石の細晶を包裹す。

**長 石** 一部は全く新鮮にして、アルバイト式双晶を示せど、一部は全く絹雲母質集合に變化し、たゞその輪廓を留むるに過ぎず、その新鮮なるものは屈折率常に石英より大にして、重屈折ほゞ之に近く、中性乃至灰曹長石と認めらる。他に正長石、微斜長石等、アルカリ長石の存在を示さず、この種の岩石としてはむしろ特異の成分を有す。

**雲 母** 一部は輝水鉛礦に伴なひ、その球顆の一部を成せども、大部分は獨立の球顆を成して、點々として散在す。肉眼的に多少灰綠色を帶び、綠泥石に類すれども、顯微鏡下に無色に近く、重屈折高く、浸液法によりてその屈折率を測定す



ペグマタイト質水鉛礦 (×1/2)

れば、 $\alpha=1.555$ ,  $\gamma=1.588$ ,  $\gamma-\alpha$  M輝水鉛礦 m雲母 q石英及び少量の長石 $=0.033$ , 光軸面は對稱面に直角にして、光軸角は $2E=9^\circ$ に過ぎず<sup>1)</sup>、これらの性質は白雲母よりも寧ろ苦土雲母 (phlogopite)<sup>2)</sup> に一致す。

**輝水鉛礦** 鉛白色光輝ある微片の集合にして、不規則球顆狀を成し、一見黒鉛に類すれども、硝酸によつて分解せられ、閉管中に強熱すれば $\text{MoO}_3$ の黄色昇華物を生ず。

**ジルコン** 常に微細なる結晶を成し、頗る高き屈折率と重屈折にて知らるゝ外、無色の雲母に淡黄乃至橙黄色の多色量を與ふ。

**綠簾石** 輝水鉛礦の表面に、稀に發見せらるゝのみ。その特有の干涉

- 1) これらの性質の測定には、大森啓一學士の助力を得たる所少からず、こゝに感謝の意を表す。
- 2) Winchell, Elem. opt. Miner. III, p. 137 所載の phlogopite は  $\alpha=1.555$   $\gamma=1.59$ ,  $(001) \perp X$ ,

色と、一方にのみ發達したる劈開と、それに斜めの消光により假に同定せらるゝのみ、之を確實に確め難し。

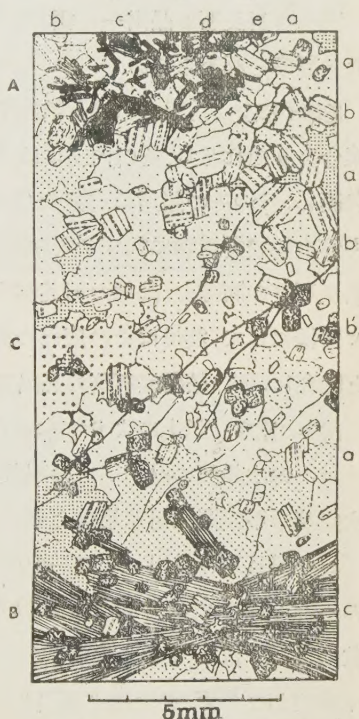
**内部構造** 本礦は主として輝水鉛礦質球顆と、雲母質球顆と、それらの間の基地とより成り、それぞれ内部構造を異にす(第參圖參照)。

**輝水鉛礦質球顆** 肉眼的には輝水鉛礦を主とすれども、薄片として之を鏡下に觀察すれば、輝水鉛礦と雲母、長石、綠簾石等の集合にして、そのうち輝水鉛礦は、常に板狀の結晶を成し、板面に平行に劈開を有し、屢々それらの劈開に沿ひ、或はその結晶の表面に沿ひて、雲母の平行共生を見(第四圖參照)、稀には綠簾石(?)の結晶をその面に着生し、然る後それらの間隙を、主として斜長石の集合にて充填す。即ちそれらの晶出順序は一見輝水鉛礦——雲母並に綠簾石——斜長石なるが如く、雲母が却つて斜長石より早期に生ぜるものとせば特に注目に値すれども、これ恐らくは斜長石の成生後、輝水鉛礦及び斜長石の間隙に沿ひ、それらの一部を交代して生ぜるものならむか。

**雲母質球顆** 本球顆は、一方より見れば圓形なれども、之に直角なる方向より見れば概ね收束狀を呈す。主として雲母の比較的大なる鱗片より成れども

その内部には斜長石の細晶を節狀(poicilitic)に包裹す。これらの斜

第 參 圖



ペグマタイト質水鉛礦の薄片

A 輝水鉛礦を主とする球顆部

B 雲母を主とする球顆 C 基地

a 石英 b 斜長石 b' 斜長石後の絹雲母質假像 c 苦土雲母 d 輝水鉛礦 e 綠簾石



長石の或るものは、大體自形を呈すれども、或るものは極めて不規則なる輪廓を呈する細粒と化し、時には隣接細粒間に双晶並に光學性の連續を示す。これ恐らくは之を包裹する雲母の發達に際し、既に生ぜる斜長石の細晶をそのまゝ包裹せるのみならず、それらの一部をその周圍より交代して、自己の發達に資せるものと認むべし。

即ちこの種の球顆に於ては

斜長石の晶出——雲母の晶出（斜長石の交代を伴ふ）  
なる順序を認めらる。

**基地の構造** 前記の球顆を散在する全體の基地は、主として石英の縫合狀集合より成れども、その内部には多數の斜長石の細晶を篩狀 (poicilitic) に包裹し、且つその諸所に前記の雲母及び輝水鉛礦質球顆を散在す。このうち輝水鉛礦質球顆に對する基地の關係は漸遷的にて、球顆を構成する雲母、斜長石等の間隙を、基地の石英がそのまゝ充填し、雲母質球顆に對してもほぼ同様にして、雲母はその底面の發達完全なれども、その周縁に於ては石英と縫合し、その晶出が石英の晶出期まで連續せるを示す。

**成生の順序** 以上によりて本礦石生の順序を推定するに

I 輝水鉛礦の晶出 この現象は諸所に多數の中心を求めて行はれ、輝水鉛礦の不規則放射狀集合より成る球顆を生ぜり。

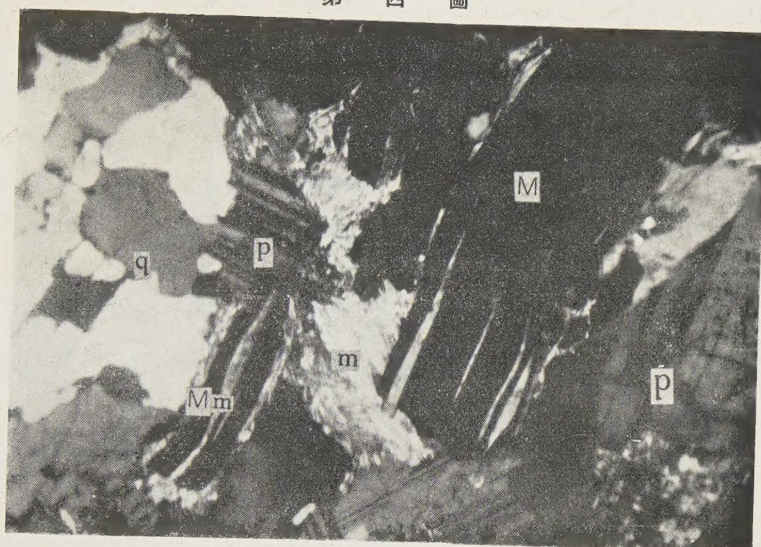
II 斜長石の晶出 その一部分は輝水鉛礦の表面に着生して、その球顆の一部を成せども、一部は球顆以外の殘漿中にも晶出を開始し、點々として散生せり。但し何故球顆部に於て、特に大なる斜長石を多量に集中したりやは明かならず、或は既に晶出したる輝水鉛礦が、斜長石晶出の中核を成せるため、他の部分より先に晶出を開始せるためならむか。

III 雲母の球顆狀晶出 その後更に或る時期に至り、殘漿中に雲母の球顆狀晶出を見、それらは前記の斜長石を篩狀に包裹するのみならず、その一部分をその周圍より交代せり。

IV 石英の晶出 前記兩種の球顆並に斜長石の散在性微晶を生ぜる後、



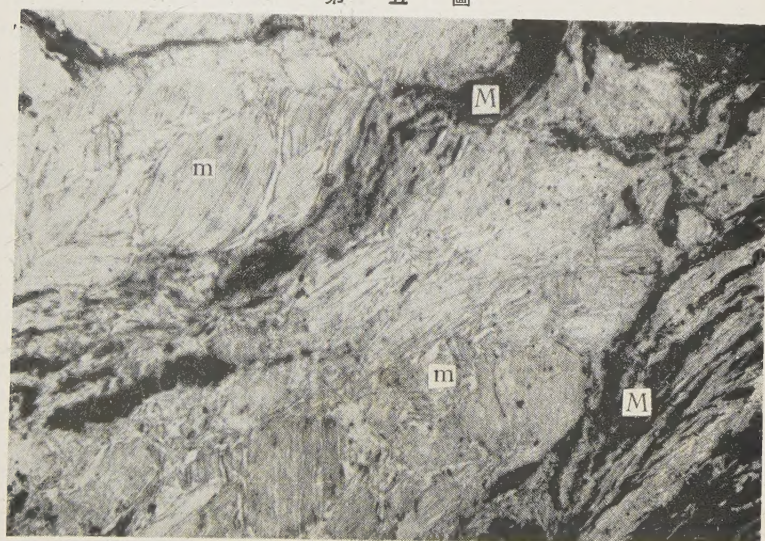
第 四 圖



輝水鉛礦質球顆邊緣部 (×130)

M 輝水鉛礦 m 雲母 Mm 兩者の共生 p 斜長石 q 石英

第 五 圖



雲母質集合中の輝水鉛礦 (×130)

M 輝水鉛礦 m 雲母

その最後の殘漿は主として石英の集合として凝結し終れり。

V その後それらの全體を貫ぬき、多數の不規則なる割目を生じ、それらに沿ひて熱氣或は熱水溶液の侵入に見、斜長石の一部はそのまま雲母質集合に變ぜり。但しそれらは極微の鱗片狀集合にして、先に生ぜる大なる雲母の結晶とは、その産狀を著るしく異にす。

かくの如く、本礦石中の輝水鉛礦は、岩漿最初の晶出物として、その一々の結晶は常に直徑1耗内外の細片をなすに過ぎざれども、球顆狀に集合して散在し、岩石全體に對する割合も少なからず、若しその礦量豊富ならば、之を粉碎選別して利用するに足るべきも、礦體の下部は母岩の崩壞によつて今日之を審かにし難し。

#### 雲母質水鉛礦

外觀 淡綠色乃至純白色にして光輝あり、滑石或は絹雲母狀外觀を有する集合中に、種々の分量の輝水鉛礦を“墨流し”狀に混ふるものにて(第五圖參照)之を指頭にて揉めば容易に粉末となり、水にて濡ほせば土狀を呈す。仍て前記のペグマタイト質或は珪石質水鉛礦に對し、雲母質或は粘土質水鉛礦と假に稱す。

輝水鉛礦の性狀 本礦中の輝水鉛礦は、往々直徑1厘以上、厚さ數耗に達する板狀の結晶を成し、容易に手にて分離せらる。但し多くは一層小さく細片或は微粒狀を成すに過ぎず、その比較的小なるものも、礦石を粉末にして之を水中にて攪拌すれば、容易に沈下選別せられ、更に一層微細なるものも礦石の粉末を石油にて潤ほし、之を水中に攪拌すれば、水面に浮びて分離せらる。かくの如く、本礦石が極めて容易に粉碎せられ、その中の輝水鉛礦を分離することは、その利用上極めて重要な事實とす。

雲母の性狀 本礦石の大部を占むる白色乃至淡綠色の集合は、柔軟にして光輝あり、指頭に脂狀の觸感を與へ、一見普通の絹雲母、或は滑石の外觀を有し特に主として蛇紋岩中に産する事實により、一見滑石の感を與ふ。然れども、そのやゝ大なる鱗片狀を成すものは透明にして彈性あり、光軸角は



極めて小なり。之をそのまま或は薄片として顯微鏡下に觀察するに (第五圖參照), 無色或は幽かに 綠色を帶び, 常に劈開完全にして, その面に平行なる薄片に於ては, 重屈折 極めて低きも, 之に直角なる 薄片に於ては, 重屈折頗る高く, その屈折率を浸液法にて測定するに

$$\alpha=1.550, \quad \beta=\gamma=1.580, \quad \gamma-\alpha=0.030$$

にして, 之を Winchel<sup>1)</sup> の光學的資料により, 滑石並に雲母の屈折率に比較するに,

滑 石	$\alpha=1.545,$	$\gamma=1.590,$	$\gamma-\alpha=0.045$
白 雲 母	$\alpha=1.552,$	$\gamma=1.588,$	$\gamma-\alpha=0.036$
苦土雲母 {	$\alpha=1.535,$	$\gamma=1.565,$	$\gamma-\alpha=0.030$
	$\alpha=1.555,$	$\gamma=1.590,$	$\gamma-\alpha=0.045$

にして, 本礦物は滑石に比して重屈折低く, 白雲母または苦土雲母に一層近く且つその光軸角極めて小さく, 殆んど一軸と認めらる點にて, 本礦物は寧ろ苦土雲母 (phlogopite) と認めらる。

次に本礦物を粉末として弗酸にて處理し, 殘滓を鹽酸に溶かして鐵, 苦土及び礬土の量を定性的に吟味せるに<sup>2)</sup>, 多量の礬土及び少量の鐵と共に, 相當量の苦土の存在を確かめ得たり。かくの如く, 多量の礬土を含むことは本礦物の滑石にあらざるを示し, 一方比較的多量の苦土及び少量の鐵の存在により, 本礦物が白雲母に非ずして, 苦土雲母に屬するを知るべく, この結論はよく前記の光學的資料と一致せり。

**産出狀態** この種の礦石は單に堂平山溪底西側に産出するのみならず, 不動龍西方に於ても, 嘗て比較的多量に發見せらる。就中, 堂平山西北溪底に於ては, 前記のペグマタイト質水鉛礦脈に伴ひて, その兩側に發達する外所々に不規則脈狀を成して, 蛇紋岩の一部を交代し, 極めて柔軟なる土狀を

1) N. H. Winchel and A. N. Winchel, Elements of Optical Mineralogy, pt. III, 1929, pp. 132~148.

2) 本實驗中河野義禮博士の助力を得たる點少からず, 記して感謝の意を表す。



成し、その兩側は往々蛇紋岩の變質部に遷移す。

次に不動瀧西方に於ては、花崗閃綠岩の西に接して、黒雲母片岩及び角閃岩の露出あり(第六圖参照)、層向ほど南北にして、東に  $50\sim 70^\circ$  傾斜す、その層面に沿ひて幅約 10 厘のレンズ狀石英脈あり(第六圖 A)これに多少の

第 六 圖



胸ノ瀧不動附近の地質礦床

G 花崗閃綠岩 b 黒雲母片岩 h 角閃岩 d 段丘砂礫 a 河床砂礫 A, B, 礦床

輝水鉛礦を含有す。しかるにそれより西方凡そ 40 米の河岸にては、結晶片岩類の層向一變して、 $N40^\circ W$  を示し、その南側に露出する蛇紋岩とは斷層によつて界せらる。この斷層の上磐に沿ひ、蛇紋岩の一部は前記の雲母質集合に變じ(第六圖 B)、これに多少の輝水鉛礦を含み、嘗て縣道の改修に際し、これを多量に採取したりと稱せらるしも、日下縣道の基盤を成し、之を

採掘すること能はず。

この外前記兩地の中間路傍にても、蛇紋岩中類似の雲母質集合を産し、嘗て探礦せられたる部分あり。

### 成 因 的 考 察

周知の如く、輝水鉛礦は殆んど常に花崗岩、花崗閃綠岩等の酸性深成岩の進入に伴ひて、時にはそれらに接する他の岩石、特に變質石灰岩中、柘榴石、灰鐵輝石、磁硫鐵礦、黃銅礦、閃亜鉛礦、方鉛礦等と共に、接觸礦床をなして産出すれども<sup>1)</sup>、最も多くは酸性火成岩の邊緣部、或はその周邊の岩石の一部を貫ぬくペグマタイト、アプライト又は石英脈中に産出し<sup>2)3)</sup>、またはそれらの岩石中に石英、雲母、螢石等と共に礦染す<sup>4)</sup>。これらの輝水鉛礦は屢々石英、雲母等の外、灰重石、鐵滿俺重石等のタングステン酸鹽類礦物を作なひ、重石水鉛礦床に移化し<sup>5)</sup>、或は黃鐵礦、黃銅礦、閃亜鉛礦、輝砒鉛礦等の硫化礦物を隨作し、金、銀、銅等の礦脈に移化す<sup>6)</sup>。これらはすべて石英、雲母、アルカリ長石等と共に、水に豊富なる酸性岩漿が地中深所の高壓の下に凝結する際、最後まで晶出せず、岩漿殘液中に集中する成分より成ると認められ、その或るものは岩漿凝結過程の變化と、周囲の狀況如何によつて、それより分離し、これに接する岩石に滲入し得べし。

本礦床に於てもまた、輝水鉛礦の産出は常に花崗閃綠岩と結晶片岩又は蛇紋岩との接觸部に近く、一部は花崗閃綠岩、一部は結晶片岩を貫ぬくペグマタイト乃至ペグマタイト質石英脈に産し、更に一層大なる部分は蛇紋岩中を貫ぬくペグマタイト及び同岩の一部を不規則脈狀に交代せる苦土雲母

1) 岩手縣大川口、福島縣八塲、岐阜縣神岡蛇腹坑、福岡縣三ノ嶽、黃海道遂安等

2) 岐阜縣白川、同惠比壽、富山縣小黑部、島根縣山佐、黃海道金剛、忠清南道長水等の諸礦床

3) J. W. Vanderwilt, A. I. M. I. Lindgren Vol. pp.370~391, 1933; F.W. Horton, U. S. Geol. Surv. Bull. 111. pp.45~86, 1916.

4) D. E. White, Econ. Geol. 35, pp.967~995, 1940.

5) 福井縣外面、廣島縣久地、同龍鶴、忠清北道重平、同忠州重石、江原道稻葉、同千佛等の諸礦山

6) 長野縣須原、岡山縣金川、島根縣山佐、慶尙北道佳城、忠清北道普品等の諸礦山

の集合中に産出し、その源を花崗閃緑岩中に發せること疑なし。即ち同岩の大部が凝結せる後、その内部には恐らく多量の水と共に アルカリ 礬土 珪酸等に豊富なる殘液を生じ、これに多量の モリブデン 及び硫化物を溶解せるまゝ、その大なる蒸氣壓により、一部は花崗閃緑岩の邊緣部、一部は更に之に接せる結晶片岩の層理及び蛇紋岩の割目に侵入し、こゝに冷却凝固を續け、先づその諸所に中心を求めて、輝水鉛礦の放射狀晶出を見、續いて斜長石を生じ、次に雲母の集合を生じ、最後に石英の晶出を見、以て前記の球顆構造を有する ペグマタイト 質水鉛礦を生ぜるものと認むべく、この種の岩漿が水及び アルカリ、礬土に富めることは、その礦物成分によりて明なり。抑もこの種の岩石中の輝水鉛礦は、その初成分と認めらる場合と、後に礦染したりと認めらるゝ場合とあり<sup>1)</sup>、White<sup>2)</sup>の記せる New Foundland 島 Rencontre 産アプライト中の雲母化部、Hess<sup>3)</sup>の記せる California 州 Carona 産花崗岩中ペグマタイトに接する部分の晶洞中のものゝ如く、明かに岩漿の凝固後、熱氣或は熱水によりて加はりたるものあれども、Spurr<sup>4)</sup>の記せる Nevada 州 Silver Peak 産ペグマタイト、Calkins<sup>5)</sup>の記せる California 州 Ramona 産アプライト等の中のものゝ如く、初成の晶出物と主張せらるるものもあり。本礦床中の礦石に於ては、輝水鉛礦は特に多量の斜長石に圍まれて球顆狀をなし、これを先づ斜長石の團塊が生じ、後その中心にのみ輝水鉛礦を礦染したりとは説明し難く、輝水鉛礦が本礦床を生ぜるペグマタイト質殘漿中の最初の晶出物たりしを信ぜざるを得ず。この礦物がアルカリ性に富む熔融體より直接晶出し得ることは、モリブデン酸及び硫黃を炭酸加里の融體中に融かして輝水鉛礦の結晶を得た

1) J. W. Vanderwilt, A.I.M.E. Lindgren Vol. pp. 570~573. 1933.

2) D. E. White, Econ. Geol. 35, pp. 967~995, 1940

3) F. L. Hess, U. S. Geol. Surv. Bull. 340. p. 238, 1907

4) J. E. Spurr, U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 55, p. 141, 1906

5) F. C. Calkins, U. S. Geol. Surv. Bull. 640—D, p. 74, 1917



るSchulten<sup>1)</sup>の實驗によりても推定し得べく、その單獨なる狀態に於ける融點は、A. de Cusack<sup>2)</sup>によれば 1185°C の高きに在り。

然れども、モリブテン酸は幾分通常の水にも溶け<sup>3)</sup>、單獨にてても 425°C 以上にては揮發し易し。従つてこの物質が水と同時に殘漿中に含まるれば周圍の條件如何によりて容易に揮發し、その兩側の岩石中に侵入し得べく、特にペグマタイト質殘漿の凝結一層進み、これらの揮發性成分を主とするに至れば、その蒸氣壓は著しく増大し<sup>4)</sup>、周圍の岩石中の僅なる間隙をも推し擴め、ガス體としてその中に侵入すべく<sup>5)</sup>、かくて周圍の岩石成分と作用しつゝ、次第に熱水溶液と化すべく、これまた地中の高壓に於ては、相當高き溫度に於てなほ或る程度の大なる蒸氣壓を保ちつゝ周圍の岩石中に移行し得べし。本礦床中ペグマタイト質礦石中の長石の一部を交代せる絹雲母質集合、蛇紋岩の一部を交代せる雲母質水礦等は、かくの如くにしてそれらの岩中に侵入したる水その他の揮發性成分が、之と作用して生じたるものなるべく、この際蛇紋岩中に生ぜる雲母が普通の絹雲母と異なり、主として苦土雲母に屬するは、その母岩の特性により、特に多量の苦土を供給せられたる結果と見らるべし。かくの如きは輝水鉛礦の產狀として從來殆んど記載せられざる所にして、礦石の性質また極めて獨特なり。これ特に本稿を草し聊か記載せる所以とす。

### 要 約

丸森水鉛礦床は宮城縣伊具郡丸森町の南部に在り。

礦床は花崗閃綠岩と、結晶片岩及び蛇紋岩の接觸部に近く數個所に分布す。

礦床の或るものは花崗閃綠岩、或るものは結晶片岩、或るものは蛇紋岩を

1) A. de Schulten, Geol. Fören. Förhandl. 11, 1889, p.401.

2) R. Cusack, Z. Krist. 31, 1899, 287

3) M. Seebach, Doelter's Handb. d. Min-Chem. IV, 1929, 474~775.

4) G. W. Morey and C. N. Fenner, J. Am. Chem. Soc. 39, 1917, 1173

5) N. L. Bowen, A.I.M.I. Lindgren Vol. pp. 119~128, 1933.

貫ぬき、ペグマタイト狀脈を成し、他の或るものは蛇紋岩の一部を交代したる苦土雲母質集合より成る。

ペグマタイト質礦石の或るものは、輝水鉛を主とする特殊の球顆と、苦土雲母を主とする特殊の球顆とを含み、輝水鉛礦はその最初の晶出物を成す。

雲母質礦石は一見滑石に類する微片の集合より成り、之に輝水鉛礦の細片乃至板狀結晶を混え、極めて特有の外觀を有し、容易に水中にて淘汰せらる。

本礦床の調査に當り、礦主古山弘藏氏の好意に負ふ所少からず。またその費用の一部は、日本學術振興會より筆者に支給せられたるものに屬す。ここに明記して謝意を表す。

## 昭和十五年七月三宅島火山活動調査概報 (II)

理學士 齋 藤 仁

### 4 神着及び坪田兩村界の新熔岩流

神着及び坪田兩村の境界を成す輻射谷に沿ひて海拔 400 米附近に 4 箇の舊火口群あり (第壹圖 4-7)。東北方に向ひて一列に密接して配列す。上位より二番目のもの最大にして、徑約 100 米、深約 30 米あり。此等の火口は主として水蒸氣爆發に因りて生ぜるものにして、熔岩の流出せる形跡を認めず。今回の火山活動は最初此附近に起りたるものゝ如く、舊火口列の南側に近接して、是と平行に新火口列を生ぜり。最上位の火口 (第壹圖 I4) は海拔 500 米に近き地點に在り。尾根の一部を爆破したるものにして、長徑約 100 米、短徑約 50 米に達し、東南方山麓に向ひて開口せる豪壯なる狀況は遠く海岸よりも望見せらる。本火口に近接して其下位に稍小形なる火口 (第壹圖 I5) あり。更に是に接して僅かに殘存せる障壁を境として最下位の火口 (第壹圖 I6) あり。

爆發は上位より順次に起りたるものゝ如く、最初の爆發によりて、山體を

構成せる舊火山物質を抛擲し、次で火山砂及火山灰を噴出せり。最も活動旺盛なりしものは最下位の火口にして多量の玻璃質火山礫を噴出し、續いて熔岩を流出せり。本火口は活動激烈を極めたる爲め、原形を止めざるまでに破壊せられたるも、現状より推察するに、火口は單一なるものにあらずして、數箇の火口連續して裂隙狀を呈し、其裂隙より熔岩を溢流せるものの如し。熔岩は海拔 300 米附近より最も盛んに流出したるものゝ如く、裂隙狀火口の兩岸上に高く盛り上りて、其儘固結せるものあり。活動旺盛なりし時には火口底上昇し、熔岩を高く奔騰せしめたるものと想像せらる。

熔岩流は猛烈なる勢を以て村境の輻射谷を流下し、舊火口「赤穴」を埋め椎取神社境内の平地に擴がり、島下部落の民家を悉く埋没せしめ、赤場曉灣の海中に押出し、熔岩扇狀地を生ぜり(第貳圖)。

### 5 坪田村寄臺の新火山錐

坪田村大般若山の西微北方に當る寄臺(Yoridai)附近の海拔約 200 米の地點に岩屑より成る新火山錐を生ぜり(第參圖)。高さ 20 米餘、火口は 2 箇連續して瓢箪形を呈し、東北方に長く、長徑約 60 米、短徑約 25 米あり。始めに主として火山礫を噴出し、次いで熔岩を流出せり。熔岩は火口の南側に位する輻射谷の一つなる寄臺の澤を流下し、海岸に近き環狀道路を横斷し、更に約 50 米進みて停止せり。本熔岩流は海にも達せざる小規模なるものにして、末端に於ける幅約 10 米、厚さ 3~4 米なり。極めて徐々に流下したるものにして、澤の兩壁は何等の損傷も受けず、兩岸の草木も亦聊かも形狀を變へず、只熔岩に近接せる部分のみ其熱の爲めに枯死せり。

### 6 赤場曉灣の海中噴火

今回の火山活動中、特に注目すべきは海中噴火の起りたる事にして、本島近代の活動には見ざる所なり。島の東北端に赤場曉(Akabakkyo)と稱する小規模なる灣あり。平常は内地より出漁せる發動機船の假泊場となり、暴風の際には定期船及漁船等の避難場として利用せらる。灣の北半は比較的近代の熔岩流、南半は高さ約 70 米の環壁より成る。環壁は顯著なる赤色を



呈する爲め、此地名を生ぜるものと想像せらるゝが、赤色は二酸化鐵に因るものにして、嘗て本地點が特に酸化せらるゝ如き環境に置かれたる事あるを示すものと言ふを得べし。地形及構造等より考察して、稍環狀を呈せる此絶壁は舊火口壁の一部を成したるものにして、此地點が過去に於ける火山活動の一中心なりし事は容易に推定せらるゝ所なり。今回は此舊火口跡の南東に當る海中 2 箇所より噴火し、多量の岩屑を噴出し、瓢箪を横臥せしめたる如き形狀の島を生じ、次いで陸地と接續して、半島狀に突出するに至れり(第四圖)。島民に従ひて此等の新火山錐を双子山と假稱す。双子山の頂上には夫々稍南方に開口せる火口あり。陸に近く位する火口(第壹圖 19)は最後まで活動を繼續せるものにして完全に原形を保存せり(第五圖)。高さは赤場曉灣の絶壁よりも稍低く、60 余米と目測せらる。先端に位する火口(第壹圖 20)は早く活動を停止せるため、山も低く火口も前記隣接火口よりの噴出物によりて埋歿せられ、僅かに淺き凹地を残すのみなり。双子山活動末期の噴出物は主として火山彈にして、其量夥しく、海を埋め或は森林を潰滅せしめたり(第七圖)。火山彈は徑 1~2 米の紡錘狀を呈するもの多く、野外觀察によれば黑色玻璃質にして、徑 1 糎に達する灰長石、徑 3 糎内外の橄欖石の斑晶を多量に含有す。

神着及び坪田村境の澤を流下せる熔岩流と双子山噴出物とは海中に於て直接相接す。其境界に於ては、熔岩流は双子山噴出物の上に乗りに上られるを以て、熔岩流は双子山が海上に出現したる後に海中に流入せるものと認めらる。尙僅少なれども熔岩流上にも火山彈の落下せるものあるを以て、海中に熔岩扇狀地を生じたる後に於ても双子山は多少活動を繼續せるものと認めらる。

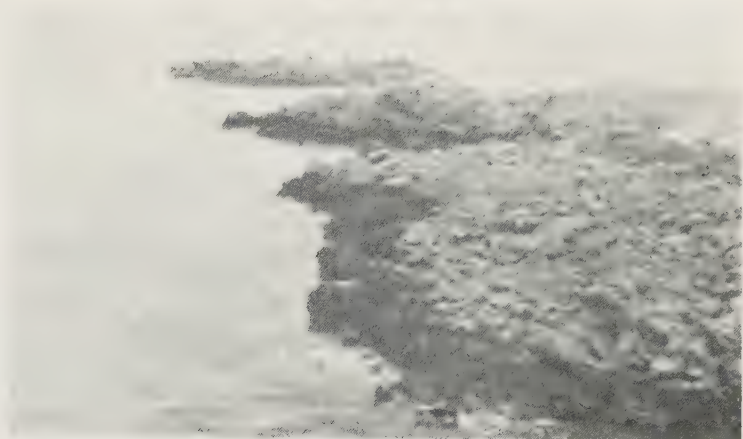
#### 本 91 頁寫眞説明

第貳圖 海中に押出せる熔岩の流(七月二十八日寫)

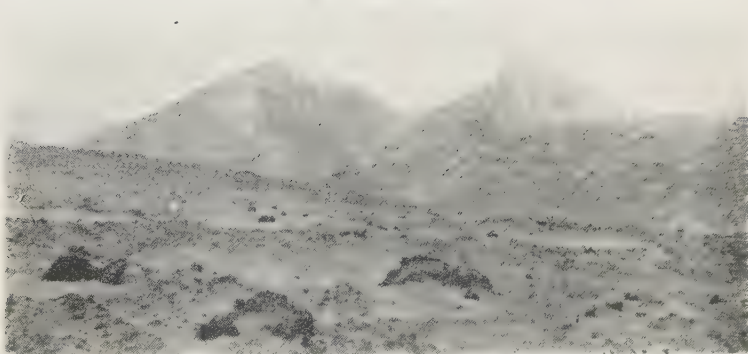
第參圖 西南より見たる坪田村寄臺の新火山錐

第四圖 赤場曉海中噴火によりて生ぜる双子山を北方より望む(七月二十八日寫)

第 貳 圖



第 參 圖



第 四 圖



第 五 圖



西より見たる双子山火口、近景の凹所は火山彈痕（七月二十八日寫）

第 六 圖



中央火口の噴煙（八月五日寫）



海中には火山碎屑物より成る新しき砂濱を生じ、双子山の先端より“サグトウ”岬に至る約700米の間を南北に連結せり(第八圖)。

### 7 坪田村寄臺の新爆裂火口

新熔岩の流路となりたる神着及び坪田兩村境の澤と坪田村寄臺の澤との略中間に小輻射谷あり、其谷の中の海拔100米附近に極めて小規模なる新

### 第 七 圖



火山彈落下の爲め裂開された樹幹

爆裂火口群を生ぜり。長さ40余米の區域に亘りて、輻射谷の底部は剥られ、兩壁は露出し、恰も谷の中心線に沿ひて、陥没せるが如き地形を呈すれども、仔細に是を觀察すれば、水蒸氣爆發によりて生ぜる爆裂火口群にして、僅少なながらも殘存せる障壁を境として5箇に區劃せられ、各々の大きさ略相等しく、互に密接して一列に、谷の方向に従ひ、西微南より東微北方に配列す。

本火口より抛擲せられたる物質は山體を構成せる基底熔岩及舊岩屑等

にして、新熔岩及其碎屑物等は認められず。而して本爆裂火口よりの抛擲物は、中腹新火口及海中双子山新火口等より噴出せられたる新しき火山礫及火山灰等の上に散布せられるを以て、本火口は本地域に於ける火山活

動の最末期に生成せられたるものと推定せらる。

### 8 中央火口丘の活動

中央火口丘は最後に活動を起せるものにして、其正確なる時日は不明なれども、略 14 日夜頃ならんと推測せらる。山腹及海中噴火の激烈なりし頃は天候不良にして、山頂は深く密雲に閉ざされて全然望見せられず。15 日頃に至りて、山頂方面に鳴動聞え、噴煙の昇るを認めて、島民の多數は始めて、雄山大穴(中央火口丘)の活動せるを知りたる由なり。

筆者は 7 月 28 日渡航し、同日赤場曉海岸より双眼鏡にて山頂を觀望せるに、略數分の間隔を置きて、鳴動に伴ひ、黒煙立昇る毎に盛んに火山彈を抛擲しつゝあるを目撃するを得たり。

翌 29 日、山麓なる坪田村三池の濱附近に於て山頂中央火口丘の鳴動する回数を概測せるに第壹表に示す如く、5 分間に 29 回を數へたり、沈黙する時間は僅かに 3~20 秒にして、平均約 10 秒毎に轟音を發しつゝあり。

8 月 2 日、雄山に登りたるも驟雨と濃霧とに遮ぎられて、活動の状況を詳かに觀察する事能はず、轟音を發する毎に火山彈を抛擲しつゝある事を辛うじて察知せり。同日山上に於て鳴動の状況を二回に亘り概測せり。其結果を第貳表及び第參表に示す。

第一回は午前 11 時 35 分より同 44 分に至る 10 分間にして、鳴動回数

第 壹 表

鳴 動 の 聞 え た る 時 間						
分	秒					
11	10	15	25*	30	40	50
12	5	10	20	30	50	55
13	5	10	20	40	50*	
14	5	8	15*	25	30*	50*
15	0	10	20	23	30	40*

(\* 音響の特に大なりしもの)

26 回を數へたり。鳴動を繼續する時間は 5~35 秒にして、平均約 13 秒な

り。沈黙する時間は2~20秒にして、平均約10秒毎に活動を起せり。

第二回は午後1時42分より同51分に至る10分間にして、鳴動回数20回を數へたり。鳴動繼續時間は8~42秒にして、平均約20秒なり。沈黙時

第 八 圖



七月に於ける新噴出物分布略圖 (横領第61號の183の2許可済)

間は1~25秒にして、平均約8秒毎に活動を起せり。以上は極めて簡略なる測定なれども、各々を比較すれば多少の差異を認めらる。8月2日は7月29日より鳴動回数著しく減少し、尙同一の日に於ても午後は午前より



も更に稍減少せり。

### 第 貳 表

8 月 2 日午前中央火口丘鳴動狀況表

(自 11 時 35 分)  
(至 11 時 44 分)

鳴 動 繼 續 時 間				
分	秒			
35	5—10	20—25	35—40	55—
36	—10	25—40	48—55	
37	0—5	15—30	33—50	
38	0—8	10—14	28—58	
39	0—20	35—45	56—60	
40	10—20	25—35	54—	
41	—18	30—50	54—58	
42	0—10	30—60		
43	5—20	35—55		
44	0—10	30—65		

### 第 參 表

8 月 2 日午後中央火口丘鳴動狀況表

(自 1 時 42 分)  
(至 1 時 51 分)

鳴 動 繼 續 時 間				
分	秒			
42	28—			
43	—10	15—35	45—60	
44	8—26	30—50		
45	0—30	32—40	55—	
46	—25	40—		
47	—19	20—30	32—40	43—55
48	20—50	52—		
49	—10	20—35	50—	
50	—25	30—40	48—	
51	—5	10—20	38—60	

一般に鳴動回数減少するに従ひ、鳴動繼續時は稍増加する傾向を示す。

以上に記述せるが如き資料により中央火口丘の活動狀況を推察するに、火口間には流動性に富める熔岩が湛えられ、岩漿深部より上昇集中し來れる揮發成分の爲めに熔岩は間歇的に奔騰し、其際に發する音響は鳴動となり、

熔岩の飛沫は夫々火山彈、火山礫及び火山灰等となりて飛散するものゝ如し。火山彈及び火山礫等は火口の周邊に近く落下して、圓錐丘を形成せるものゝ如く、火山砂は主として山麓に、火山灰は遠く大洋上に飛散しつゝあり。

8月1日、主として中央丘噴出物の分布狀況調査の爲め島を一周せり。微細なる噴出物は風向に支配せられ、伊ヶ谷村六双根より坪田村落に至る約10軒の間に多く散布せらる。同日は阿古村戸賀神社より同村東山に至る間に於て最も多くの降灰を浴びたり。

同地域に堆積せる厚さは1〜2糎なり。本碎屑物は黑色玻璃質にして火山灰としては稍粗粒なり。散布せられたる區域廣大なるため農作物に與へたる損害は少からざるものと認めらる。

8月5日(退島當日)、出帆前の短時間を利用して登山したる際には鳴動著しく衰へ、噴煙の量も減少せり(第七圖)。

最後まで活動を繼續せる中央火口丘も現在に於ては急速に鎮靜しつゝあり。臆て休眠期に入るものと想像せらる。

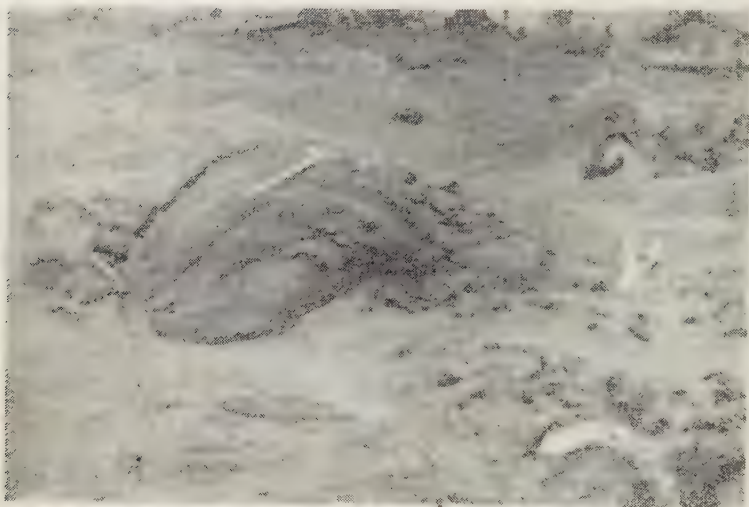
### 9 噴出物の野外分類

今回の火山活動により新に噴出せられたる熔岩及其碎屑物等に就ては既に火口別に夫々記述せる所なるも、茲に第八圖の解説として便宜上總括す。

(a) 熔岩流 山腹2箇所より發して夫々最寄りの輻射谷を流下し、1條は小規模にして海岸に達せずして止みたるも、他は海中へ押出して熔岩扇狀地を形成せり。熔岩は黑色玻璃質にして標式的の塊狀熔岩なり。

(b) 山腹火口抛擲物 山腹には數箇の火口ありて、噴出物を夫々火口別に細別する事は更に精査するに非ざれば困難なるを以て第八圖には便宜上表記の如く一括せり。本抛擲物は主として火山礫及び火山灰等より成り、前者は兩熔岩流の中間及其近傍に多く、後者は其外側に分布す。火山礫の厚さは數米以上に達するものゝ如く、相當の巨木も埋没せられて末梢のみを地表に現はせり。斯る場合には樹幹は多く燻燒せられて空洞を残し所謂熔

第 九 圖



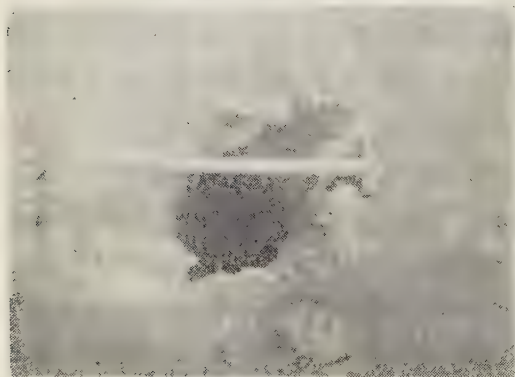
紡錘狀火山彈

岩樹型を形成す(第拾圖)。

火山灰は數回に亘りて各火口より噴出せられたるものと如し。灰色にして極めて微粒なり。北部は 椎取神社(島下) の境内より下馬野尾, 南部はサゲトウ岬よりクラマ根に亘りて分布す。最も厚く堆積せる部分に於て約 5

第 拾 圖

厘なり。



熔岩樹型

(c) 海中(双子山)火口  
抛擲物 主として火山彈  
にして長徑 1~2 米の  
紡錘狀(第九圖)のもの  
最も多く、パン皮狀(第  
拾壹圖)及板狀(皿石)の  
ものは稀なり。

(d) 中央火口丘抛擲物  
主として火山彈, 火山



礫、火山砂及火山灰等より成り、前二者は火口附近に落下し、火山砂は山腹及山麓に、火山灰は洋上に飛散せり。

# 10 要 約

永らく休眠中なりし三宅島火山は昭和 15 年 7 月 12 日午後 7 時 50 分突如活動を起せり。明治 7 年 7 月 3 日の活動以來 66 年口に當れり。

爆發は數箇所に起り、山腹、海中、山麓、山頂へと順次に移行し、熔岩を流出し、火山彈、火山礫、火山砂、火山灰等を抛擲せり。

今回の活動は新火口配列等より推して、大體に於て本島東北（雄山～赤場曉）構造線の活動せるものと稱するを得べし。

活動の様式は本島に於て從來屢々繰返されたるものと同一にして特異なる點を認めず。特に山腹噴火に際しては爆發初期に多量の玻璃質火山礫を抛擲し、次いで熔岩を流出せる狀況は明治 7 年の活動様式と全然同一にして、三宅島式火山活動の代表型を示せり。

今回の活動に際しては輻射谷或は其延長上に多くの火口を生ぜり。斯る輻射谷は嘗て其位置に存在したる火口或は火口列が浸蝕作用を誘導したる結果生成せられたるものと見るべく、輻射谷と構造線とが斯く一致せる場合に於ては新火口が其位置を輻射谷中に求むる事は容易に諒解せらるゝ所なり。

火山活動は爆發後 3 週間にして急速に鎮靜しつゝあり。間もなく休眠期に入るものと認めらる。

本火山は比較的規則正しき週期を以て活動する習癖あり。一定の期間を経過せば再び活動を起すものと豫想せざるを得ず。

災害を豫防せんと欲せば顯著なる構造線の近傍に居住すべからず。斯る位置に部落を營むが如きは危険極まれるものと言はざるべからず。

擧筆するに當り、御研究に御多忙の中を特に本稿御校閲の勞を執られたる神津教授に謹みて深謝す。

追 記 東京府三宅島出張所在勤高松浩氏より 9 月 27 日附書翰を以て

第 拾 壹 圖



パン皮狀火山彈

第 拾 貳 圖



舊火口「火の穴」の底に生ぜる新火山彈痕

今回の噴火にも結晶彈として灰長石の抛出せられたる事が筆者に報ぜられ、同時に多數の採集品が寄贈せられたり。赤場曉海岸新砂濱に於て發見せられたるものにして、海中(双子山)火口より噴出せられたるものと認めらる。本火口末期の抛擲物は主として紡錘狀火山彈にして長徑 1~2 米のもの多く、多量の灰長石及橄欖石の斑晶を有する事は本文に記載せり。本火口活動の初期に於ては、多量の玻璃質火山礫を海中に抛擲せるものゝ如く、是等碎屑物は海岸に打上げられて新に砂濱を生ぜり。新灰長石は此砂中に存在するものにして、玻璃質火山礫と同時に抛擲せられたる事は容易に想像せらるゝ所なり。茲に新しく灰長石の發見せられたる事を追記すると共に此貴重なる報告を特に寄せられたる高松浩氏に感謝す。(完)

## 兵庫縣關宮附近のクローム礦床に就て (I)

理學士 石 川 俊 夫

### 内 容 目 次

I. 緒 言	VI. 礦體、母岩接觸部の岩石學的性質
II. 礦床の母岩	VII. 礦床の隨伴礦物
III. 礦體の形狀	VIII. 成因的考察
IV. 礦體と母岩の境界	IX. 各礦山の特徴
V. 礦 石	X. 摘 要

### I. 緒 言

兵庫縣養父郡關宮村附近には橄欖岩及び蛇紋岩が比較的廣く分布し、其等の中に胚胎せるクローム礦床の一部は既に十數年前より採掘せられて居る。現在稼行中のクローム礦山は關宮、養父、尾崎の3ヶ所であるが、此外十數ヶ所に舊坑が存する。

筆者は昭和 15 年 4 月、此等稼行中の礦山を瞥見する機會を得たので、爰に其概要を報告する。本地域に至るには山陰本線八鹿驛に下車し、これより美方郡村岡町に至る定期乗合自動車により、14 乃至 22 軒にて此等各礦



山の入口に達する。各礦山の採掘現場は白道車道路より小徑により、0.5乃至2 軒位の所に存する。

本稿發表に當り、終始懇篤なる御指導と御鞭撻を賜り、且拙稿を御校閲下されし鈴木醇教授に對し深甚なる感謝の意を表する。尙渡邊武男助教授よりは研究中種々有益なる御助言を戴き、又現地に於いて各礦山の方々の御世話に與つた。爰に記して感謝する次第である。

## II. 礦床の母岩

本地域附近の地質に關しては已に 巨智部博士<sup>1)</sup>、木下博士<sup>2)</sup>、本間博士<sup>3)</sup>、中本學士<sup>4)</sup>、土井學士<sup>5)</sup> 其他の研究があり、其等によれば 古生層及び中生層を貫き橄欖岩及び蛇紋岩の大塊が迸入して居り、此等は第三紀層に被覆せられて居る。又橄欖岩及び蛇紋岩を貫き或は被覆せる火成岩としては玢岩、石英粗面岩、輝石安山岩、玄武岩等が知られて居る。クローム礦床の母岩は橄欖岩、特に其より變化せる蛇紋岩であるが、此等は八鹿附近より關宮村和多田、八木谷、出合、轟、口大屋村和田、宮垣等に亘り稍廣大に分布し(第壹圖)、東西 15 軒、南北 5 軒以上に及んで居る。

筆者の調査せる礦山附近の橄欖岩は種々の程度に蛇紋岩化作用を受けて居り、岩質は漸移的に變化して居るが、礦床に極めて近い部分では一般に蛇紋岩化作用が進んで居る傾向がある。併し又礦床附近でも一部には蛇紋岩化作用を蒙らないものも存する。尙北海道日高、膽振地方<sup>6)</sup>、鳥取縣多里地方<sup>7)</sup>のクローム礦床附近の蛇紋岩中に多き優白岩或は優黑岩等の岩漿分化

1) 巨智部忠承、二十萬分之一生野圖幅 (明治 20 年)

2) 木下龜城、夏梅礦山附近のニツケル礦床 (其一) 本誌 14 卷 (昭和 10 年) 45~57 頁

3) 本間不二男、播但國境礦床地帯の豫察 地質學雜誌 46 卷 (昭 14 年) 322 頁

4) 中本明、夏梅ニツケル礦床に就て、地質學雜誌 40 卷 (昭和 8 年) 302~303 頁

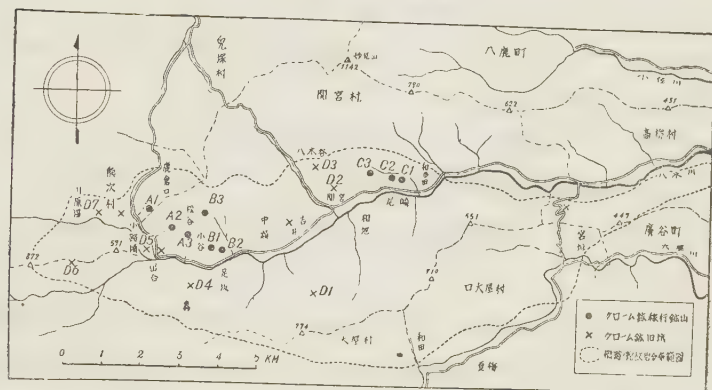
5) 土井正民、兵庫縣大屋礦山及び中瀬礦山の地質及び礦床 東大卒論 (昭和 15 年)

6) 鈴木醇、三本杉已代治、地質學雜誌 46 卷 (昭和 14 年) 324~326 頁

鈴木醇、本誌 23 卷 (昭和 15 年) 55~70 頁, 100~128 頁

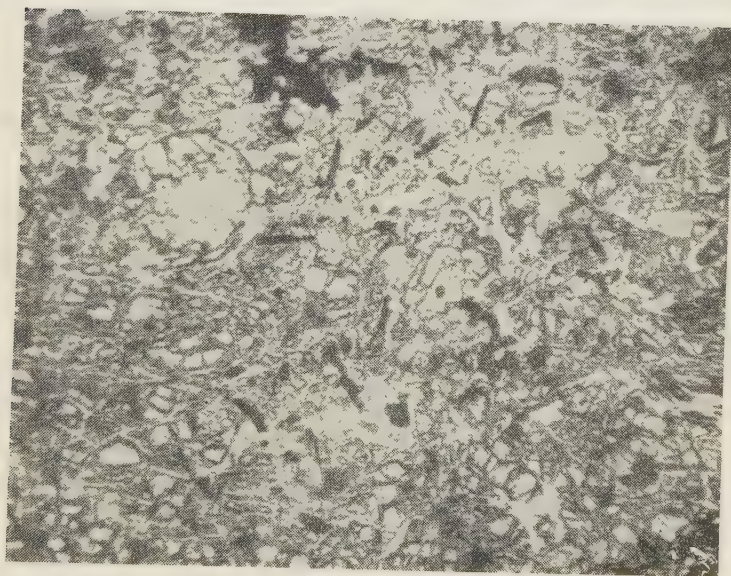
7) 石川俊夫 地質學雜誌 47 卷 (昭和 15 年) 275~289 頁

第 壹 圖



兵庫縣關宮附近のクローム礦床分布圖

第 貳 圖



頑火石橄欖岩（和多田産）×17.

脈岩は本地域に於いては發見し得なかつたが、3ヶ所に於いて 玢岩岩脈の蛇紋岩を貫いて居る事が認められた。今礦床を記述するに先だち、母岩たる過鹽基性火成岩及び之を貫く玢岩に就いて略記すれば次の如くである。

### 1. 橄欖岩 (Peridotite)

橄欖岩は和多田、吉井、足坂、松谷、鹿倉口等の道路附近其他に於いて見られる。黑色或は黒青色堅緻、顯晶質にして、屢々長さ3耗位の裂開著しき輝石結晶が多量に存する。又肉眼的には構成礦物の全く認められぬ細粒種のものも有る。

鏡下では橄欖石、頑火石或は少量の透輝石より成るもので頑火石 橄欖岩 (enstatite peridotite or harzburgite) と稱すべきものであるが、特に吉井舊坑の母岩は透輝石多く、其量頑火石に優り頑火石透輝石橄欖岩 (enstatite diopside peridotite or Iherzolite) と名づけるのが適當である。此吉井舊坑に於いては母岩のみならず、クローム礦床自身も岩漿分化により早期に成生せられたる、成因的に他の礦床と異なるものである事は興味がある。早期に成生せられたるクローム鐵礦と殘漿の反應等により、其周囲の母岩の礦物組成に影響を與へ得る事<sup>1)</sup>が考へられるが、筆者は本例に於いて未だ適當な見解を有して居ない。

上述の構成礦物は其周縁、裂開、劈開或は割目等に沿ひて多少蛇紋石化して居り(第貳圖)、二次的に成生せる陽起石、磁鐵礦を伴ふものもある。概して橄欖石最も多量なるも、局部的には頑火石の多量に集合せる場合を存する。大部分粗粒質にして橄欖石、頑火石共に長徑最大3耗に及ぶも、時には細粒質のもの或は種々の大いさの粒より成る種類も有る。其内細粒質のものに於いては各構成礦物の蛇紋石化は粗粒質のもの程著しくなく、寧ろ炭酸化作用を強く蒙れる場合もある。各構成礦物の光學的性質は別表の如く、大部分は其苦土に富む種類のものである。

1) N. L. Bowen: The evolution of the igneous rocks (1928), pp. 279-281.



橄欖岩の各構成礦物の光學的性質

	和 多 田	吉井舊坑(15)	吉井舊坑(18)	足 坂	松 谷	鹿 倉 口
橄 欖 石	(+)2V=84° $\gamma=1.691$ Fo <sub>91</sub> Fa <sub>9</sub>	(+)2V=87° $\gamma=1.691$ Fo <sub>89</sub> Fa <sub>11</sub>	(+)2V=81° $\gamma=1.670$ Fo <sub>98</sub> Fa <sub>2</sub>	n. d.	(+)2V=90° Fo <sub>88</sub> Fa <sub>12</sub>	(-)2V=89° Fo <sub>84</sub> Fa <sub>16</sub>
頑 火 石	(+)2V=83° $\gamma=1.683$ $\alpha=1.673$	(+)2V=74°	(+)2V=73°	(+)2V=78°	(+)2V=76°	(+)2V=73°
透 輝 石	N <sub>2</sub> on(110) =1.694 N <sub>1</sub> on(110) =1.670 C $\wedge$ Z=20°	N <sub>2</sub> =1.692 C $\wedge$ Z=20°	(+)2V=54° N <sub>2</sub> =1.694 C $\wedge$ Z=40°	No		No

橄欖石は苦土橄欖石 (forsterite) に屬し、鹿倉口のもは光軸角のみより見れば普通橄欖石 (chrysolite) の様である。何れも蛇紋石化作用を受けて一結晶より多數の小粒に分離し、従つて割目、劈開等を認められない。頑火石は大部分長さ2乃至3耗にして、巾廣き柱狀を呈し、蛇紋石化は橄欖石に比して著しくない。劈開及び裂開は判然とし、閃光構造を呈する。透輝石は劈開、裂開は同様に著しいが、頑火石に比し小形にして、複屈折が強い。陽起石は細長き柱狀をなし、無色或は淡綠色を呈し、光軸角 (-)2V=78°~80°、消光角 C $\wedge$ Z=14°である。蛇紋石は無色、灰色或は淡黃綠色を呈し、造岩礦物の周圍に成生せるものは纖維狀或は流狀をなして居り、之に對し、不規則瑣布狀に存する蛇紋石は無色にして複屈折前者より低く篩狀構造を示して居る。又蛇紋石化せる部分には二次的に成生せる磁鐵礦及び方解石等の炭酸鹽礦物を伴ふことが少くない。更に其磁鐵礦の周縁に褐色の多色性ある小礦物の存することあるも、恐らく褐色角閃石であらう<sup>1)</sup>。

松谷の細粒質橄欖岩中には細粒緻密の黑色部に灰綠色部が不規則に縫込

1) A. Johannsen: A descriptive petrography of the igneous rocks. Vol. IV (1937), pp. 438-440.

めるものあり、鏡下に於いて其灰綠色部は無色にして篩狀構造を示す蛇紋石より成り、黑色不透明礦物を伴つて居る。黑色礦物は不規則片狀、墨流し狀、或は一種の模様狀を呈して居る。Singewald<sup>1)</sup>は礦化瓦斯の力により磁鐵礦が低温に於いても流動性を有し、糸狀に母岩中に入込むことを述べて居り、此黑色礦物も恐らく磁鐵礦ならんと考へられる。更に此黑色礦物の一部には明かに赤褐色半透明クローム鐵礦と思はるゝものを含んで居ることがある。Eskola<sup>2)</sup>は Ontokumpu に於いて蛇紋石化作用に關係して色素樣礦石 (pigment like ore) が成生し、其礦石色素 (ore pigment) 中にクローム鐵礦の存して居る場合ある事を述べて居る。此黑色礦物を伴ふ蛇紋石は橄欖石及び輝石の周圍に見らるゝ蛇紋石より、稍複屈折弱く、後者の概ね淡黃綠色を呈せるに反し、前者は無色である。即ち母岩中の構成礦物の蛇紋石化とは別個に、其後に或作用により部分的に蛇紋石化作用が行はれたる如く思はれる。而して時にクローム鐵礦と思はるゝものをも含む黑色礦物は、其蛇紋石化作用に關係を有するものであらう。

## 2. 蛇紋岩 (Serpentine)

蛇紋岩に於いては橄欖石は殆んど完全に蛇紋石化して居るのに反し、頑火石のみ未だ判然たる外形を残存し、暗褐色の割れ易き基地中に青黑色を呈し、長さ3耗位の裂開著しき結晶の認めらるゝものがある。鏡下では頑火石の斷面輪廓及び裂開を残して居るが、新鮮なるもの少く、殆んど絹布石化して居る。此外に陽起石の含まるゝことが少くない。

全く蛇紋岩化せる岩石は暗綠、灰綠或は灰褐色を示し、柔軟にして割れ易く、時に滑光澤を呈する。鏡下では殆んど蛇紋石のみより成り、其等は殆んど無色、淡黃、淡綠或は黃色にして、多く纖維狀或は篩狀構造を呈する。屈折率  $n_2=1.577$ ,  $n_1=1.572$  にして、複屈折は低い。屢二次的に成生せられた

1) J. T. Singewald: Economic Geology, Vol. 24 (1929) pp. 645-649.

2) P. Eskola: Extrait des Comptes de la Société géologique de Finlande, No.7 (1933) p. 30.

る黑色不透明礦物を伴ふ。

細粒質橄欖岩中には蛇紋岩化作用を受けたる場合に橄欖石或は輝石の假像 (pseudomorph) と思はるゝ粒狀體を残し、又寧ろ炭酸化作用を著しく受けて居る場合の多いことは Ontokumpu の蛇紋岩の一種<sup>1)</sup> に似て居る。かゝる蛇紋岩中に新に蛇紋石が不規則な形を成して侵入して居ることがある。此現象は全く橄欖岩に於いて見られたものと同様である。即ち橄欖岩が自生變質 (autometamorphism) 或は 其他の原因により第一次の蛇紋岩化作用を受けたる後、熱水溶液或は其他の原因による 第二次の蛇紋岩化作用を局部的に受けたものゝ如くである。且此第二次の蛇紋岩化作用と關係して、黑色礦物が成生せられ、其中にはクローム鐵礦と思はるゝものが存する。但し此場合に見らるゝクローム鐵礦様のものは大部分黑色にして、中央部僅かに赤褐色半透明の部分を存するのみである。

### 3. 玢 岩 (Porphyrite)

此地方の蛇紋岩中に玢岩岩脈の存する事は既に口大屋村夏梅礦山附近<sup>2)</sup> に於いて知られて居る。本地域には 尾崎礦山第2坑前、關宮礦山 松谷坑Ⅰ號及び2號坑内に露出し、後二者は明らかに礦床を切つて居る。

尾崎礦山のものは灰綠色にして、褐色酸化鐵に汚染せられ、比較的割れ易いものである。鏡下にては斑狀構造を示し、少量の斜長石斑晶と斜長石及び石英より成る粗粒の石基を有する。斜長石は屢々炭酸鹽礦物に分解して居る。

松谷Ⅰ號坑のものは帶綠灰色、中粒堅硬な岩石にして、鏡下にては斜長石 (曹灰長石  $An_{60}$ ) の斑晶と斜長石、石英、ウラル石、綠泥石等より成る粗粒な石基が見られる。松谷2號坑のものは灰褐色、中粒堅硬にして黃鐵礦を散點し、鏡下にては斜長石 (曹灰長石  $An_{70}$ ) の斑晶と斜長石、二次的變成の黑雲母、黃鐵礦等を含む粗粒な石基より成つて居る。

1) P. Eskola : loc. cit. p.30.

2) 木下龜城 前出

## III. 礦體の形狀

本地域クローム礦床の主なる礦體は板狀、レンズ狀、脈狀をなし、日高、膽振地方或は多里地方に多き不規則大塊狀のものは存しない。特に板狀體多く、時に2枚の平行なる板狀體より成れる礦床も存す。此等礦體中には多少膨縮しつつ連續せるものもあるも、膨縮の著しく、從つて形狀の變化に富む礦體は見當らない。此れ一部は本地域礦床の母岩が成分並びに構造に於いて略一樣なる蛇紋岩なるによると考へられる。之に反して多里地方の如く蛇紋岩中に橄欖岩殘存し、或は其岩漿分化脈岩の貫入ある如き場合には局部的に岩質の變化があり、之等種々の岩石に亘り胚胎せる礦體の膨縮には著しきものがある。本地域に於いては關宮礦山松谷坑のみ蛇紋岩中に細粒質橄欖岩殘存して、稍堅硬なる部分を生じ、礦體は此部分にて縮少し、軟き蛇紋岩の部分にて膨大して居り、他に比して膨縮の著しい礦體を形成して居る。礦石品位は縮少部を構成せるもの比較的良好である。又礦體の一部より2條或は3條に分枝して、其間に母岩を夾み縞狀をなすものがある。かゝる分枝礦體を形成せる礦石は緻密塊狀礦ではなく、母岩を夾在せる集粒塊狀礦或は礦染によりて生ぜる連鎖斑狀礦にして、松谷坑に其例を見る。

板狀體は關宮礦山鹿倉口坑、養父礦山第1坑に存し、又松谷坑の礦體も局部的にはレンズ狀をなすこともあるも、全體として板狀體と考へられる。鹿倉口坑のものは北に約10度の緩き傾斜をなし、現在までに走向、傾斜兩方向に約10米宛掘進採掘せるのみにして、全礦體の大いさは未だ不明である。厚さは最大1米にして多少の膨縮を示すものである。養父礦山第1坑のものは走向北60度西、傾斜北東10度、厚さ最大60糎、最小15糎にして多小膨縮し乍ら連續す。現在までに走向方向に16米、傾斜方向に約100米掘進採掘せられた。松谷坑は1號、2號の2坑より成り、1號坑は下部に存して2號坑より古く、現在坑内一部崩壞して全礦體の大いさは不明であるが、大體走向北東、傾斜北西10乃至20度、稀に45度にして、膨縮稍著しく、



部分的にはレンズ状をなすところもある。2 號坑礦體は其上部に在りて走向北東、傾斜北西 20 乃至 30 度にして 1 號坑礦體と略々平行である。厚さは最大 1.5 米にして、1 號坑礦體に比し膨縮は著しくない。現在までに走向、傾斜兩方向に約 10 米づゝ掘進採掘せられた。更に此兩礦體共 2 條或は 3 條の分枝礦體を派生せることが特徴である。小谷坑は現在探礦中にして礦體の形狀不明なるも、嘗て採掘せられし礦石の性質より見れば、松谷坑と類似し、其礦體の形狀も松谷坑礦體と同様なるものならんか。

レンズ狀礦體は尾崎礦山第 1 坑に存し、礦體は北々西に長く、南西に約 60 度傾斜し、厚さ最大 6 米の膨縮少きレンズ状を示して居る。

脈狀礦體は尾崎礦山第 2 坑及び養父礦山第 3 坑に存する。前者は厚さ 5 輊にして 30 度の傾斜をなし、後者は略直立し、下部の方に長く連續せるものである。(未完)

## 北海道八雲礦山産方鉛礦後の硫酸鉛礦假像

理學士 鈴木 廉 三 九

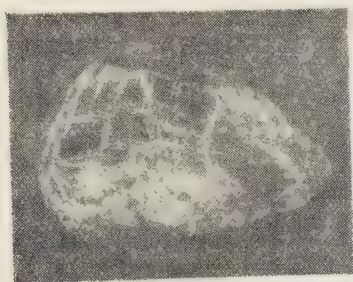
八雲礦山は渡島國山越郡八雲村にありて、八雲熊石間驛停より鉛川に沿ひ南方に入る事約 3 軒の地點にあり。附近の地質は第三紀に屬する黑色緻密質頁岩及び砂岩の厚層と、之を貫く安山岩及び變朽安山岩より成り、斷層の發達少からず。礦床は變朽安山岩及び頁岩中に存在する多數の礦脈にして、その走向概ね西北西—東南東及び東北東—西南西なり。礦脈中最大なるは本鑛にして、變朽安山岩中を北 60 西に走り、殆ど垂直に近き菱滿俺礦閃亜鉛礦々脈なり。而して、脈は主として菱滿俺礦より成り、閃亜鉛礦は礦脈磐際にある事多く、菱滿俺礦と縞狀若くは球輪状をなして存在し、方鉛礦、黃銅礦、黃鐵礦等を混ず。猶礦床上部に於ては、かゝる硫化物の量稍々多かりしと言ふ。

上記本鑛の露頭部は、菱滿俺礦の酸化により生成したる二酸化滿俺礦あり、礦床開發の初期稼行せることあるが、往時稼行せる舊坑口附近の一部に

灰白色塊狀をなす方鉛礦後の硫酸鉛礦假品を少許堆積産出し、又一部は風雨に洗はれて散亂せり。従て本礦物が礦床酸化帶の所産なる事想像に難からずと雖も、その礦床中に於ける賦存狀況に至つては之を明に知る事を得ず。恐らく軟滿俺礦乃至は粘土の如き軟弱物質中に纏持せられて存したるものならんと推想せり。

本礦物は方鉛礦の形態をそのまま保持すと雖も、硫酸鉛礦の分子容は方鉛礦のそれより約 16 % 大なるを以て、その生成に當つては容積の増大を來し、且又方鉛礦より硫酸鉛礦への變化は方鉛礦塊をその劈開に従つて分ちたる細隙に沿ふて出發せられたるものなるを以て、宛然煉瓦を積み重ねたるが如き構造を有し、その個々の煉瓦に對應する角方狀塊片間は多少の間隙を以て相接する事多し。加ふるにかゝる容積變化等に原因する間隙の外、多岐不規則なる孔隙多く、其表面には密陀屑を附着し、又硫酸鉛礦の微細晶並に石英小品の凝着するあり。今前記煉瓦に對應する小角方塊を割れば内部には未變化の方鉛礦存するあり、又存せざるあり、周邊よりする硫酸鉛礦への變化は略々一様に進展すれども、内部に残存する方鉛礦の外形は稍々不規則にしてその浸蝕狀況必ずしも一様ならず。而して未變の方鉛礦の既に消失して存在せざるものに於ては、不規則孔隙を中心部に有するもの多く、未だ方鉛礦の存するものと雖もかゝる細隙の多少を有する事普通なり。更に又此破面を検するに、未變の方鉛礦を囲みて褐黑色部あり、それより順次皮殻をなして淡綠色部乳白色部ありて結晶質外皮となる。但し煉瓦狀小角方塊の中短徑約 1 耗以下なるは概ね未變の方鉛礦核を缺き、短徑約 2 耗以上なるものに於て多く之を存す。

今試料薄片を作り之を觀察するに、玉葱狀殻層により包攝せらるゝ内部組織は甚だ粗鬆にして網目狀構造を有し、其間に未變の方鉛礦介在す。外殻部は何れも半透明なれども唯其程度を異にする二種微晶質殻の互層より成りて縞狀を呈し各縞の中員小なるは約 0.005 耗、大なるは約 0.16 耗に達するが、多くは 0.015 耗程度にして、唯最外殻の部分に幅約 0.5 耗の均質半



實物大

透明なる殻層を有するものあり、各殻の配列状況は宛も樹木の年輪に類し微細なる縞は又數箇乃至二十余箇集りて濃淡を異にする少々幅廣き縞を形成す。肉眼によりて認識し得る縞は此濃淡の異なる幅廣き縞にして、肉眼にては淡青色不透明縞と暗灰色不透明縞との互層と見ゆれども、顯鏡微下にありては透明度に差違ある濃淡の縞に過ぎず、最も微細なる縞は一見黑色汚塵様物質の縞狀配列に似たれども、詳細に之を検すれば微小なる細隙の存在若くは結晶粒配列の仕方に起因する光線散逸の結果たる事を認め得可く、又幅廣き縞の存在は透過顯微鏡下にありては集合せる結晶粒の細度と集合状態によると認めざるを得ず。十字ニコル下に於ては隱微品質にして極めて微弱なる複屈折をなし、部分によりては波動消光を示す所あれども、大體に於て各部一様の消光をなすが如く見ゆ。斯の如きは結晶子にも類する微小結晶の集合なるが爲なる可く、原結晶粒間隙又は結晶裂隙を充して沈澱したりと覺しき硫酸鉛礦結晶は稍強き複屈折を示せり。又屈折率は1.65以上にして高く、適應せる浸液無かりし爲決定を爲し得ざりしが、硫酸鉛礦の屈折率に近きものと思考せられたり。猶中心部方鉛礦を囲みては硫黃存在すれども、薄片製作中失はれて之を見る事能はず。

次に研磨面を作りて反射顯微鏡下に之を検したるに、方鉛礦は均質にして何等特異の現象を認めず、その硫黃との境界は甚だ明瞭にして、不規則面を以て接し硫黃層を距て、硫酸鉛礦と對するが、硫黃層の部分に於ては少々濃灰色なる網目狀の部分とこれより色淡き粗粒狀の部分認められ、前者は未變化方鉛礦に接する部分及び不規則網狀脈を構成し、中に散砂狀未變化方鉛礦を含有する部分と然らざる部分とあり。本硫黃層は研磨面を適度に加熱したる後これを見るに粗粒狀淡灰色の部分は失はれて蜂窩狀孔隙

となり、前記網狀の部分のみを残留するを以て、硫黄層が二相より成ると稱すを得可く、流去消失せるは明瞭に硫黄なる事を認めらるれども、殘存せる部分の組成は之を明にする事を得ず、或は方鉛礦と硫黄との固溶體の如きものに非ずやと想察せらるれ共、他方又疑點甚だ多く俄かに之を決する事能はず。然れども純硫黄に非ずして或量の鉛を含むものたる事は恐らく眞實ならんと思考せらる。硫酸鉛礦の部分は反射顯微鏡下にありては前記硫黄層よりも僅かに明るく、兩者の境界必ずしも明瞭ならず、然れども加熱によれば一方の熔融流去により明かにその境界を定め得可く、漸變的に非ざる事を認め得。又その組織は全層に亘りて略々等しく、粗鬆にして孔隙多けれども、かゝる孔隙の配列は果帶をなし透過顯微鏡下に於て認めたる微細黒線を形作る。而して透過顯微鏡下に於て認められたる濃淡層は反射顯微鏡下にありては清澄なる反射層と白色に雲濁せる層となりて認められ、かゝる雲濁の原因不明なれども、肉眼的觀察に於て認めらるゝ帶綠乳白層は本層に外ならず。然れども白濁層本來の組織は清澄反射層と同一にして、霧を通して後者を見るの感を與ふるに止り、白濁の原因は投射光を散亂せしむる物質若しくは組織の存在によるが如く想像せらるゝとは雖も、鏡下に於て之を確證し得可き事實を認め得ざるを以て、今猶疑問の中にあり。而して又反射顯微鏡下に於ける清明層と雲濁層とは肉眼的觀察に於けると同様略々交互に存在せり。

本礦物の各層を別々に採取分析する事は困難なるを以て外部皮殻のみをとりて分析したるに次の結果を得たり

本 礦 物		純硫酸鉛礦	本 礦 物		純硫酸鉛礦
PbO	71.60%	73.6%	SO <sub>3</sub>	27.08%	26.4%

今微量の殘余成分を考慮に入れざれば純硫酸鉛礦の成分に甚だ近きを知る。依て本礦を硫酸鉛礦と思考せり。猶黑色内心部につき鐵含有量を檢したるに殆ど痕跡に過ぎざるを認めたり。次に本礦を兩斷してこれを適度に加熱すれば、中心方鉛礦を取圍む灰黑色部は容易に熔融して黃色透明なる



硫黃流出し、青焰を擧げて燃え、硫黃臭を與ふ、之によつて内部は硫黃より成る事明かなり。又本礦物を水にて濕すに甚だ吸水性ある事を認め得可く、その原因は本礦物組織が甚だ粗鬆なる爲と思考せられ、物理性等に於て本來の硫酸鉛礦と少々相違する點の存するが如きも之と同様の原因によるものなる可し。

以上の如き事實より本礦物の成因を案ずるに、硫酸鉛礦は方鉛礦より酸化作用の結果容易に生成せらるゝものなる事は普通一般に認めらるゝ事柄にして、E. Jannetaz によれば、方鉛礦は硫化鐵礦の酸化生成物たる硫酸第一鐵の酸性溶液により容易に犯されて硫酸鉛礦を與へ、方鉛鉛に黃鐵礦等の伴ふ事は、硫酸鉛礦生成に好適の一條件なりと認めらるゝが、本礦物の産狀は恐らく二酸化滿俺の如き酸化劑の存在する環境にありしものと思考せられ、礦床中に黃鐵礦の存在する所より、硫酸及び硫酸鐵の生成を豫想し得るを以て酸化環境に於ける硫酸鐵等の作用を想像し得可くかゝる狀況下において硫酸第二鐵の存在を考ふるを妥當なりと思爲す。然るに一方硫酸鉛礦假晶内に單體硫黃の存在する事より考ふれば、本礦物が通常の如く硫化鉛の單なる酸化によりて生成されたるものに非ずして、その内部に於ては還元反應の進行ありてその結果生成されたるものと想察さるゝを以て、一方に於ては方鉛礦を硫酸鉛礦に變化せしめ、他方硫黃を遊離せむるが如き天然の物質としては硫酸第二鐵を最も可能性多きものと稱するを得可く、その生成の機構は最初酸化環境の下にありて通常の如く硫酸鉛礦皮殻を或程度生じたる所へ、硫酸第二鐵を含有する溶液の滲潤するあり、硫酸鉛礦皮殻を経て未變化方鉛礦に達したる硫酸第二鐵はこれに作用して硫酸第一鐵となり、一方に硫酸鉛礦を生じて硫黃を遊離せしめ、それ自身は水に溶け易き爲に滲潤し來れる溶液中に溶けて流去せるものならん。然れども、硫酸鉛礦と硫黃とは混在する事なく、常に前者は後者の外殻をなし、又硫黃中に鐵分の含有殆ど認められざるは硫酸鉛礦の生成を伴はざる別箇の還元反應により、硫酸鉛礦皮殻生成後、或時間を置きて方鉛礦

の還元行はれたるが如く思爲せらるれども、その賦存地域の狀況よりしては硫黄の遊離を伴ひ、且他の反應生成物は悉く流去するが如き還元劑を考慮する事困難なるを以て、現在の所硫酸第二鐵を最も妥當性あるものと思爲せり。又硫酸鉛礦が微細なる縞狀を呈する事は擴散論を考慮し得ざるには非ざれども、空隙の配列に基く微細なる縞及び之等の數箇を包攝する稍厚き濃淡の縞等の存在より、方鉛礦と他の溶液との接觸は連續せる一時期にのみ行はれたるものに非ずして、時々中斷ありしものなる可し。

以上の如く本礦物の成因は滿俺礦床酸化帶にありてその伴侶たりし黃鐵礦の酸化生成物たる硫酸第二鐵溶液が最初酸化環境下に方鉛礦に作用して硫酸鉛礦皮殻を生じ、其後斷續的に上記溶液は該皮殻層を滲透して方鉛礦壁に達し、その都度硫酸鉛礦皮殻を生じて硫酸鐵自身は流去せるが、硫酸鉛礦の皮殻漸次厚層となるに及び、方鉛礦は還元さるゝ事となり、硫酸鉛礦と方鉛礦間に硫黄層を生じて、或不明の擴散機構により、硫黄層表面に硫酸鉛礦を沈積しつゝ反應内部に進行したるものにして、完全に原方鉛礦を失ひたるものにありてはその容積の擴大と物質の流去により中心部に孔隙を残し、多孔質となりたるものならんと思考せり。

想ふに吾人は屢々交代作用を云々し又自然界に於ては所謂交代作用による物質の交換移動は屢次惹起しつゝありと雖も、之等に関する從來の學はその方法論的不可避性として結果のみを見て其原因を推想するに過ぎざる事多く、交代作用の如きに於ても多くは甚だ簡単に A は B を交代せりと論述して敢て訝しまざるの狀態にあり。然れども吾人はかゝる點に猶多くの疑問を有せざるを得ず、交代を支配する條件、交代の機構果ては交代に參與して然も最終生成物中に現出せざる物質等數へ來れば、幾多の解明を欲する事項なきにしもあらず。這般の問題に關し擬品の研究は或場合不充分乍らも一種の手懸りを賦與するものに非ずやと思考す。本報文は單なる記載と推察の域を出でず、その核心を衝く本格的研究には非ざれども、その緒論的一事項として之を書綴れり。諸賢の御叱正を得ば幸甚なり。

抄 錄

礦物學及結晶學

6341. 數種の礦物の着色原因 Hoffmann, J.

$\text{CuSO}_4$  の結晶が含む水の割合による色の差及びそのものが複鹽として  $\text{NiSO}_4$  又は  $\text{NH}_3$  を含む場合の色の變化について研究し、又 radium に曝した時の種々の礦物の色の變化をその原子構造に關聯せしめて議論せり。(Chem. Erde. 12, 208~220. 1939) [渡邊新]

6342. 一軸性礦物の任意薄片に於ける極大複屈折の決定法 Schumann, H.

c 軸に平行及び之に傾ける薄片に於て、極大複屈折を決定する方法を述べ、之を Glaukonitsandstein 中の綠色黑雲母に適用したる例を挙げ、更に屈折率  $\omega$  の不明の場合にも計算或は圖表を用ゐて、極大複屈折の近似値を求め得ることを示せり。(Chem. d. Erde. 13, 353~362, 1940) [渡邊新]

6343. X線の量子廻折の吟味 Raman, C. V., Nilakantan, P.

著者等は嚮に金剛石結晶によるX線の廻折を研究して從來の Laue 反射の法則に合致する斑點の他に結晶格子の量子力學的振動の密度が層を示すことによりて生ずる弱き廻折の見出さるるを發表せり。更に  $\text{NaNO}_3$ ,  $\text{NaCl}$  及び方解石結晶を用ひ、その量子廻折の生ずるを確め、 $\text{NaNO}_3$  と  $\text{NaCl}$  よりの 400 個の之等の斑

點につきて計算して、 $2d \sin \frac{1}{2}(\theta + \varphi) = n\lambda$  なる對稱式がよくこれらの關係を表すことを知れり(こゝに  $\theta$  と  $\varphi$  は入射及び反射線の glancing angle で、 $d$  は網平面間距離)。Faxen 及び Zachariassen の提晶せる非對稱式  $d(\sin \theta + \cos \theta \tan \varphi) = n\lambda$  はあまりよく實驗を説明せざることを實際に證明したり。尙ほ、方解石に於けるラウエ寫眞を以つて量子廻折を説明したり。(Nature, 146, 523, 1940) [高根]

6344.  $\text{KNH}_2\text{SO}_3$  の結晶構造 Ketelaar, J. A. A., Heilmann, E. L.

$\text{KNH}_2\text{SO}_3$  の結晶は斜方晶系完面像晶族に結晶す。この結晶を用ひて Cu K 線の振動寫眞、廻轉寫眞を撮れり。單位格子の大きさは  $a=8.26 \text{ \AA}$ ,  $b=8.29 \text{ \AA}$ ,  $c=5.90 \text{ \AA}$ ,  $a:b:c=0.996:1:0.712$  にして從來の値とよく一致す。實驗的に求めたる比重は  $d_4^{20}=2.19$  (計算値は 2.21) にして 4 分子を含み、その空間群は  $D_{2h}^{11}$  (Pbma) なり。そのイオン位置の副變數を決定するには初めに Patterson 解析をなし、續いて Fourier 解析をなせり。之を更によくするため逐次近似法を行へり。それらのイオン座標は別表の如し。

$\text{SO}_3\text{NH}_2$  群は僅かに歪める四面體をなし  $\text{S}-\text{N}=1.56 \text{ \AA}$ ,  $\text{S}-\text{OI}=1.485 \text{ \AA}$ ,  $\text{S}-\text{OII}=1.48 \text{ \AA}$ ,  $\text{OI}-\text{N}=2.58 \text{ \AA}$ ,  $\text{OI}-$

	x	y	z
K 4(c)	—	—	0.163
S 4(d)	0.138	—	0.685
N 4(d)	0.308	—	0.800
OI 4(d)	0.138	—	0.433
OII 8(e)	0.053	0.105	0.770

$OII=2.42_5A$ ,  $N-OII=2.44A$ ,  $OII-OII=2.40A$  なるイオン間距離を有し, 原子傾角は  $\angle OI SN=116^\circ$ ,  $\angle OI SOII=109^\circ$ ,  $\angle NSOII=106^\circ$   $\angle OII SOII=108^\circ$  なり。二つの四面體間の最短  $O$  イオン間距離は  $3.346A$  にして,  $N$  と他の四面體の三つの  $O$  との最短距離は  $N-OI^I=3.05A$ ,  $N-O_2^{II}=3.16A$ ,  $N-O_3^{II}=3.16A$  なり。之等のイオン間距離は  $SO_4$  群のものとよく一致す。  $H$  イオンの位置に關しても論議しエネルギーの平衡よりして  $N$  との結合を可能なるものとせり。 (Z. Krist. 103, 41~53, 1940) [高根]

# **6345, Falkmanite とその産出** Ramdohr, P., Ödman, O.

Falkmanite は Bavaria の Bayerland 礦山, 瑞典の Boliden 及びブラジルの Minas Geraes より, 針狀結晶の集合體として産出す。 jamesonite 及び boulangerite に極めて類似す。  $X$  線粉末寫眞は boulangerite と或る線の濃度を異にす。 Laue 寫眞は斜方晶系に非ずして, 單斜晶系の對稱を示せり。 反射光線に依る光學的性質は jamesonite と boulangerite の中間の性質を有す。 比重 6.24, 硬度 2.5。 上記 Bavaria 産の分析結果は  $S 19.32\%$ ,  $Se 0.42$ ,  $As 1.00$ ,  $Sb 22.48$ ,  $Bi 1.16$ ,  $Pb 52.97$ ,  $Cu 1.52$ ,  $Fe 0.50$ ,

$Ag 0.002$ ,  $An < 0.001$ , 不溶解物質 0.56, 計 99.93 にして, 大略  $Pb_3 Sb_2 S_6$  に相當す。 (Neues J. M. 75, 315~350, 1940) [大森]

# **6346, Ulexite の結晶學的研究** Murdoch, J.

Ulexite ( $NaCaB_5O_9 \cdot 8H_2O$ ) は約 1840 年頃に知られたる礦物なるも, 良好なる結晶なき爲, 結晶學的性質を缺きたり。 本結晶が California 州 Suckow 礫砂礦山より産出せり。 大なるもの 5~6 耗に達す。 (100) に平行なる板狀を呈し, 三斜晶系に屬す。 軸率及び軸角は  $a:b:c=0.6855:1:0.5191$ ,  $\alpha=90^\circ 16'$ ,  $\beta=109^\circ 8'$ ,  $\gamma=105^\circ 7'$  なり。 (001), (010), (100), (110), ( $\bar{1}\bar{1}0$ ), ( $0\bar{1}1$ ), ( $\bar{1}01$ ), ( $\bar{1}\bar{1}1$ ), ( $\bar{1}\bar{1}1$ ), ( $\bar{1}21$ ) 等の諸面が認めらる。 單位格子恒數は  $a_0=8.71A$ ,  $b_0=12.72$ ,  $c_0=6.69$  なり。 (Am. Min. 25, 754~762, 1940) [大森]

# **6347, Clinobarrandite 及び類質二像系 avriscite-metavariscite** McConnell, D.

Barrandite ( $Al, Fe$ )  $PO_4 \cdot 2H_2O$  と同一組成の單斜系新礦物を clinobarrandite と命名せり。 variscite 及び metavariscite 等の類質二像系礦物の空間群並びに單位格子恒數は次の如し。

## (1) 斜方晶系 ( $V_h^{15}$ )

		$a_0$	$b_0$	$c_0$
variscite	$AlPO_4 \cdot 2H_2O$	9.85	9.55	8.50 A
barrandite	$(Al, Fe)PO_4 \cdot 2H_2O$	—	—	—
strengite	$FePO_4 \cdot 2H_2O$	10.05	9.80	8.65
scorodite	$FeAsO_4 \cdot 2H_2O$	10.30	10.00	8.90



(2) 單斜晶系 ( $C_{2h}^5$ )		$a_0$	$b_0$	$c_0$
metavariscite	$AlPO_4 \cdot 2H_2O$	5.15	9.45	8.45
clinobarrandite	$(Al, Fe)PO_4 \cdot 2H_2O$	—	—	—
phosphosiderite	$FePO_4 \cdot 2H_2O$	5.30	9.80	8.65
[clinoscorodite]	$FeAsO_2 \cdot 2H_2O$	—	—	—

(Am. Min. **25**, 719~725, 1940) [大森]

**6348**, Herrengrundite (=urvölg-yite) と devilline (=lyellite) の一致  
Meixner, H.

Pisani の命名せる laugite に伴ふ一新礦物 devilline は, Tschermak の述べたるが如き, langite と石膏との混合物に非ずして, 均質なるものなり。又 Brezina の命名せる herrengrundite, Szabó の命名せる urvölg-yite は何れも devilline と同一礦物なり。又 Maskelyne は Pisani の langite と同一礦物を lyellite と命名せり。依りて herrengrundite, urvölg-yite 及び lyellite の代りに, 最も古き礦物名たる devilline を用ふべし。  
(Zib. **1940**, 244~248) [大森]

**6349**, 珪酸鹽礦物の化學的風化 Correns, C. W.

珪酸鹽礦物の自然に於ける化學的風化現象を明かにする爲, その代表として加里長石, 白榴石, 透角閃石等について行へる實驗の概観を與へたり。之等の礦物に種々なる pH 値の水を加へ, その中に抽出されたるイオンの量を調べ, その溶解作用に及ぼす水の量, pH 値, 礦物粒度等の影響を明かにす。此等の實驗の結果は自然に於ける風化現象とよき一致を示せり。但し本現象の説明は未だ完全に與へられたるものに非ず, 特に風化礦物の生成に關しては將來の研究に待つ所多大なり。(Naturw. **28**, 369~376, 1940) [八木]

**6350**, 凍石の構成に就いて I 結晶相  
Büsem, W.; Schusterium, C.

凍石 (Steatit) とは滑石を原料として製せる窯業物質にして, 大部分  $MgSiO_3$  結晶からなりその間に他の結晶及び玻璃相が存在するものなり。本報文にては此の中, 主として  $MgSiO_3$  結晶について X 線的に研究せり。 $MgSiO_3$  中今回觀察されたるは Protoenstatit, Klinoenstatit の二つにして前者は准安定にして後者に轉移しやすし。普通の Debye-Scherrer 法によれば細粉により轉移をおこす恐れあるにより Brentano 法により多結晶面の廻折像を寫せり。滑石のみ, 又は  $MgO + SiO_2$  のみより得たる生成物にては Protoenstatit の方が遙かに多けれど,  $B_2O_3, CaCO_3, MgCl_2 \cdot 6H_2O$  等の礦化劑の存在する時は生成物中 Protoenstatit は大半 Klinoenstatit に轉移して居れり。即ち Klinoenstatit は凡ての溫度を通じ最も安定なる相にして Protoenstatit は Klinoenstatit へは容易に轉移するもその逆の變化は  $1400^\circ$  に加熱しても見られざりき。但し Protoenstatit の結晶構造は未だ不明なり。Klinoenstatit と Enstatit との關係につきても詳細に論ぜ

り。終りに實驗結果を表示す。(Wissen. Veröff. Siemens-Werk, 17, 64~82, 1938)[八木]

**6351, 玄武角閃石の新名稱 Lamprobolite** Rogers, A. T.

火山岩に見出さるゝ屈折率、複屈折高く、多色性強く、消光角小さく  $Fe^{++}$  量大なる角閃石は Werner の昔より玄武角閃石 (basaltic hornblende) と呼ばれたりしが、此の名稱は (1) 長すぎること (2) 玄武岩に限られざる事 (3) 嚴密には “hornblende” に非ざる事より著者は之を lamprobolite と呼ぶ可き事を提唱せり。lampro- は輝きを意味し、本角閃石の光澤つよき事と一致し、又發音の近似により amphibole に屬する事が聯想され、又アクセントの位置が最後のシラブルにある事より amphibolite との混同をさけ得る等の利點あり。(Am. Min. 25, 826~828, 1940)[八木]

**6352, ピチオン輝石の光軸角及び消光角の測定に就て** Turner, F. J.

ピチオン輝石は光軸角小なる爲之を正確に測定するは仲々困難なれば之を経緯鏡臺により正確に測定する一方法を考案し詳述せり。本法は劈開著しきもの又は双晶をなすものを選び結晶軸の方位, X, Y, Z 等をステレオ投影しその作圖より  $2V$  を求むるものにして誤差は  $\pm 2^\circ$  程度なり。又同じ圖により消光角を求むる事も可能なり。その實例數個を舉げて説明す。(Am. Min. 25, 821~825, 1940)[八木]

## 岩石學及火山學

**6353, Idaho 底盤の一部に伴ふ接觸變質並に内變現象** Anderson, A. L., Hammerand, V.

Idaho 底盤の周縁相なる黒雲母石英閃綠岩よりなる Paradise Ridge に“眼球”及び黒雲母片麻岩體あり、略 0.5 哩の長さに達し、その西南方には珪岩あり、帶狀に延ぶ。片麻岩の周圍に於て石英閃綠岩は花崗閃綠岩に移行す。石英閃綠岩は中性長石、石英、黒雲母よりなり、花崗閃綠岩には更に多量の微斜長石が加はる。黒雲母片麻岩は略石英閃綠岩と同一の礦物組成よりなり、“眼球”片麻岩は上記の片麻岩中に大なる微斜長石の變狀斑晶が“Augen”狀に發達するものなり。尙この他、角閃石-黒雲母-閃綠岩、石英斑斑岩、ペグマタイト、石英岩 (silexite) 等が僅かにあり。此等の岩石の成因は次の如く説明さる。底盤の花崗岩漿の進入の際、急冷せる周縁は角閃石-黒雲母-閃綠岩となり固化し内部には多量の emanation がそのまま殘存す。後割目より放出する emanation の作用により角閃石-黒雲母-閃綠岩は黒雲母-石英閃綠岩となり、珪岩は一部石英閃綠岩に、一部は同片麻岩に變ず。特に emanation が  $K_2O$  に富める部分に於ては片麻岩は微斜長石の變狀斑晶を有する“眼球”片麻岩となり、石英閃綠岩は花崗閃綠岩に變化せり。火成活動の末期には emanation は極めて珪酸質となり、多量の石英を各岩石に與へ、その著しきものは石英岩岩脈を生

ぜり。後更に熱水溶液の上昇に伴ひ交代作用も旺に行はれ、黒雲母、中性長石、微斜長石、石英等も亦本作用により生ぜるものあり。即ち本岩類は emanation により接觸變質、及び貫入岩體自身の内變現象を惹起せるものにして、片麻岩生成の際に於て、emanation が極めて重大なる意義を有する 1 例なり。(Jour. Geol. 48, 561~589, 1940)〔八木〕

#### 6354, 蘭領印度に於ける 1939 年 7 月～9 月間の火山活動報告

Tangkoeban, Prahoe, Merapi 等の火山觀測所に於ける觀測報告の集録なり。噴火活動をなせるは Dempo, Krakatau, Bromo の三火山にして、其他は火山性地震、噴氣孔活動等を示すのみなり。クラカトア火山は 7 月に活動を開始し、噴火多き時は 1 日に 127 回に及び噴煙は 1000 米の高さに達せり。(Bull. Netherland Ind. Vulcan. Surv. No. 89, 37~53, 1940)〔八木〕

#### 6355, エチプトの塊狀岩 IV Schürmann, H. M. E.

著者に依り Sinais 及び南部 Etbai の既知の片麻岩中に正片麻岩及び準片麻岩が少量なれども見出され、これは花崗閃綠岩及び石英閃綠岩に關係せり。典型的の侵入片麻岩は見出されざりき。石英閃綠岩片麻岩は普通輝石を含有し、本岩は Pelëetisch 岩漿に屬せり。曹長石・黒雲母片岩はこの外尙高陵土、方解石及び綠簾石を含有し、本岩は準片麻岩の代表岩なり。正準兩片麻岩とも“Fundamental Gneiss”なる最古期片麻岩群に屬せずお

そらく Andrew 氏の Atulla-統に相當する“Baramia-rocks”群に屬するものなるべし。これ等 Baramia-統の角閃岩、Steatite 及びヘレフリント岩は局部的に露出する若き角閃石片麻岩及び角閃石・ホルンフェルスとは嚴密に分離せざるべからず。これ等岩石は構造的には僅少なる張力を蒙れる前寒武利亞紀及びアルゴンキ紀の水成岩及び火成岩が若きアルゴレキ紀の花崗深造岩に依り比較的淺所の接觸變質を蒙れる結果生ぜるものなり。

何れの場合に於ても前記片麻岩は Hammamat-Dokhan-統の片岩より古く、今後の地質圖作製にあたりては、本研究地域の片麻岩は略東西の走向なる前寒武利亞紀の構造線にあたる事を考慮に入れざるべからず。著者の研究地域に於て北部 Etbai は Afriziden を有するが南北の走向でなく多少東西の走向を規則的に有せり。こは南部 Etbai 及び一部 Abes-somalien に於てなされたる觀察と一致せり。始原代-アルゴン紀斷層に依り Etbai は極印を捺され、本斷層を吾人はスエズ灣上に石灰岩の東西走向に、判然たる若き裂隙として再認し得。(N. J. Min., B. B. A. 76, 257~290, 1940)〔河野〕

#### 6356, Predazzo の岩石 Leitmann, H.

從來の Predazzo の岩石學的研究は本地域の岩石學、礦物學の基礎と見做されるに過ぎず、岩石の著しき浸蝕及び分解は常にそれ以上の研究を妨げたりき。新研究の結果として次の事が示されたり。曹灰長石・斑岩とメラファイアーを分離するは正しからず、兩者は共に加里長石

を含有せり。又粗面安山岩に對する關係が明かにされたり。モンゾニ岩は從來考へられたるより鹽基性にして、加里長石は斜長石（平均に於て酸性曹灰長石）に比し著しく少く、本岩は結晶分化と同時に成生と考へらる。Predazzo のモンゾニ岩と Fassaner の Melaphyr-Porphyr 岩及び Grödné 白雲岩との岩漿的血縁關係を指示せり。Theralit 及び Shonkinit 更に Bostonit 及び石英-Bostonit 等は Predazzo の近傍には存在せず。花崗岩はアルカリ花崗岩にして、本岩は霞石岩後に最初に成生せられたり。Liebenerit Porphyre は Tinguait Porphyre ならずして霞石-Porphyre なり。眞正の Essexit が記載せられたり。花崗岩、石英モンゾニ岩及び Essexit 質岩石中の斜長石の Liebenerit 化作用、綠色化作用等は同一現象にして、一部は加里の導入、水の減少に依り説明せらる。Predazzo を東部アルプス造山作用に一括する研究がなされ、又ベツケ氏の環アドリア海及び中央アルプスの花崗閃綠岩に對し Predazzo の嚴格なる對立が正しく了解せられたり。吾人は Predazzo の岩石の成生を一つの玄武岩質の始原岩漿の假定の下に Cloos-Rittmann の意味に於ける Stecken 狀に止まれる深造-火山の噴出岩の模範例として説明し得るなり。(Min. Petr. Mitt., 52, 155~266, 1940) [河野]

6357, 北滿洲五大連池火山産アルカリ玄武岩類の成因に關する一考察 (其の2)  
牛來正夫

本玄武岩類は正常の玄武岩に比し、 $\text{CaO}$ 、 $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$  に乏しく  $\text{Na}_2\text{O}$  や  $\text{MgO}$  富み、 $\text{K}_2\text{O}$  は著しく多量にしてアルカリ玄武岩に屬す。ノルムの Ab, Or, Lc. より霞石、加里霞石、珪酸を計算すれば  $\text{Ne}_{31}\text{Kp}_{30}\text{Si}_{39}$  となり、ノルムの Or, Lc. 及び輝石より白榴石、輝石、珪酸の比を求むれば  $\text{Lc}_{62}\text{Di}_{35}\text{Si}_3$  となる。此等を夫々 Bowen の Ne-Kp-SiO<sub>2</sub> 系、及び Lc-Di-SiO<sub>2</sub> 系に投影すればいずれも白榴石區に入り、モードの白榴石が早期に晶出せし事實と一致す。本岩類の成因を考ふるに之がリムブルク岩又は東亞玄武岩より正常なる分化作用により生ぜりとするは、多くの事實に背馳す。故に著者は先に述べたる如く（本欄 6521 参照）本岩中に多量に存在する花崗岩質外來包裹物に着目し、本岩のアルカリ性なるはその同化作用によると結論せり。即ち包裹物として入れる花崗岩は選擇熔融を受け特にその中の  $\text{K}_2\text{O}$  が多量に玄武岩に供給されたり。原岩漿の成分はほぼ七星山火山の玄武岩に最も近似せりと推定さる。更に加減圖を用ひ、本玄武岩漿に花崗岩外來物より供給せられたる成分、同化作用終れる後に殘存せる外來物の成分等を推定せり。以上を要約せば次の如し。本玄武岩類は七星山玄武岩より稍基性の岩漿に花崗岩が同化され選擇熔融の結果、 $\text{K}_2\text{O}$ 、 $\text{Na}_2\text{O}$  等が増加し、一方若干の橄欖石、輝石を晶出せる後、白榴石等を晶出して生成されたるものと思惟さる、(地質 47, 481~498, 昭 15)[八木]



## 金 屬 礦 床 學

### 5358, 朝鮮金礦石の研究 豊田秀徳

朝鮮金礦石には粒狀組織を有するものと櫛齒石基組織を有するものと二種あり。前者は老脈後者は幼脈にして前者に属するものとして雲山、大楡洞、金井等の諸山、後者には發銀、三成、大盛等あり。粒狀組織を有するものは外觀不透明にして光澤ある玻璃石英と不透明にして光澤少き乳狀石英とあり、櫛齒石基組織のものは殆んど不透明にして光澤なき白色石英なり。金の存在状態も粒狀組織を有するものは大部分石英と金及び硫化物は分離して石英は先に結晶し金及び硫化物は後に浸入し來りたるが如く石英の龜裂を充填し、櫛齒石基組織のものにては金は石英の結晶と相連續して結晶せるものにて硫化物の量少し。(燃料選鑛研究所選鑛製鍊試驗報告, 32, 1~96, 1939) [竹内]

### 5359, 慶尙北道蓮花礦山鉛・亜鉛・マンガ ン礦床 波多江信廣

慶北、江原兩道の境、大白山の東方に當り、花崗片麻岩を基盤とし、之を不整合に被ふ、珪岩、粘板岩及び石灰岩の累層中、玢岩及び煌玢岩に貫かれたる部分に在り、

漢江礦床 石灰岩中の交代鉛・亜鉛礦床にして方解石脈に網狀に貫ぬかる

南山礦床 石灰岩中の接觸鉛・亜鉛礦床で透輝石、サーラ輝石を伴ふ

龍山礦床 菱滿偉礦脈にて幅1~1.5m, 等より成る (朝鮮鑛業會誌, 23, 43~62, 1940) [渡邊萬]

### 5360, New Foundland 島 Rencontre East 地區の水鉛礦床 White D. E.

寒武利紀珪岩及び奥陶紀火山岩を貫ぬく花崗—アラスカ岩の邊緣部がアプライト化し、その所々が不規則に珪化し、更に白雲母化せる部分に、輝水鉛礦を礦染せるものにして、高温乃至中温に於ける熱氣或は熱水の作用によるものとせらる。(Econ. Geol. 35, 960~995, 1940) [渡邊萬]

### 5361, オンタリオ州 Nighthawk 半島 金山の地質 Byers A. R.

Porcupine の東方 10 哩にある本礦床は、Keewatin 熔岩を貫ぬく曹長石閃長岩株の中及び周圍を貫ぬく N 70°E の斷層に伴なふ擾亂帶の炭酸鹽 (主にアンケライト) 化せる部分に、黃鐵礦及び少量の硫砒鐵礦、輝コバルト礦、黃銅礦等を礦染し、更に多數の石英脈にて一部は網狀に貫ぬかれ、之に金を伴なへるものにして、閃長岩の進入凝結後、中温中壓の熱水溶液によりて生ぜるものと認めらる。礦床周圍の母岩は綠泥石化し、礦床成生に伴なふ化學成分の移動を見るに、珪酸、礬土及び曹達は内部に減少して外側にて増加し、炭酸、石灰、苦土及び加里は、内部に於て著るしく加はり、外側に至るものは多少の増加を見たり。(Econ. Geol. 35, 996~1011, 1940) [渡邊萬]

### 5362, コロラド州 Tarryall 山脈の花崗 岩中に發達するパイプ狀銅鉛・亜鉛礦床 Buttler, R. D., Reley, L. B.

本山脈の西斜面に多數あり、直径 5~8 呎の圓形乃至楕圓形、半圓形等の斷面を

有する直立質礫狀を成し、赤色花崗岩を貫ぬき、主として石英、白雲母、螢石と黄鐵礦、黄銅礦、閃亜鉛礦、方鉛礦、輝水鉛礦等より成り、母岩は褪色珪化せり。その成因上熱氣作用をも重視し得べきも、熱泉説も主持するに足る。その全體として南阿のパイプ狀錫礦床に類す。(Am. Min. 21, Ann. Meetg. 4~5, 1940) [渡邊萬]

**5363, 米子-小串型硫黄礦床** 加藤武夫, 山口敏雄, 小川雨田雄, 吉田貞二

米子-小串型硫黄礦床は火山活動に伴ふ礦染、交代作用により生ぜる塊狀礦床にしてその代表例信州の米子礦山、小串礦山に因みて命名せり、その生成作用は蛋白石化作用、明礬石化作用、硫黄化作用及び硫化鐵沈澱の4つよりなり、礦床は安山岩類及びその碎屑岩中の裂罅、碎裂帶、多孔質部を通じて上昇せる熱泉又はガスの周圍に形成さる。本礦床の特徴は蛋白石・明礬石化作用にして、安山岩類は原構造を保ちつつ、蛋白石・珪酸礦物明礬石等に變化し、しかる後硫黄が生成さる。本型の礦床は重要性に於て松尾峴別型に次ぎ、その實例は本邦には極めて多し。上記米子、小串礦山、秋田縣赤倉礦山、北海道鹿部礦山はその著例なり。本報文にてはこの四礦山の地質礦床につき詳細に論ぜり。(Jap. Jour. Geol. Geogr. 17, 251~282, 昭 15 [八木])

## 石油礦床學

**5364, マイコツブ油田の特徴** Maksimov, M. I

Apsheiron Khadyjinsky 油田及び隣接區域は平均  $12^{\circ}\sim 20^{\circ}$  の角度を以て北東に傾斜する單斜層に屬す。地域の北西に至れば急に地層の傾斜角を増し且つ多少南東に沈降す。油田は岩質の異相特に著しくマイコツブ層の如きは地表に於ては粘土質相にして砂質は稀なれども地下の深部に至れば全部砂質相と變じ、その構成は深屈によつてのみ判明するものなり。産油層は中部サルマシヤ層を主油帶とし、他に局部的には下部サルマシヤ層、Spaniodontella 及び Chokrak Spirialis 階及びマイコツブ階にも油層あり。最下層には輕質油を産する砂層あり 4 油層を含み、オストラコダ階堆積後、アプシエロン半島南部に行はれたる侵蝕期を代表す。殊に最下の油層は河の如く彎曲蛇行して所謂『靴紐』型の海峽堆稱を特徴とす。この油砂層は一般侵蝕期に於ける海峽堆稱の有孔蟲砂岩なり。

マイコツブ層には砂層々位 4 あり第四砂層はグウブキンの a 層に相當し、Shirvan 井のみに限られ、第三砂層は厚き砂岩頁岩の互層を成し、第一、第二砂層は Neftiany 油田に記録さる。これ等の地層は何れも岩質特徴を異にし、その分布は彎曲して堆積當時の海灣の狀況を示すものなり。斯の如き厚き砂層の堆積はその海底海侵 (ingresscon) 即ち海底が連續的に沈降せるを示し、海侵はマイコツブ海の北東方向に起れるものなり。産油の特徴は油砂の性質により説明し得可く、孤立せる油砂層の存在は甚だ著し。これは當時の灣の地形に支配さるゝものなり。

り。要するにこれらの初成礦床はアスファルト山脈附近、殊に Kutais, Kura tzetze, 其他に於て甚だ有望なるものなり。(XVII Intern. Geol. Congr., Abst. 14~15, 1937)[高橋]

### 窯業原料礦物

#### 5365, ベントナイト中のクリストバライト Gruner, J. W.

多數のベントナイト及び漂布土を粉末X線法により研究し  $\alpha$ -クリストバライトの成分礦物としての存在を確認せり。クリストバライトと石英の含量は相關聯し一方の減少は地方の増加を伴ふ事實は不安定なるクリストバライトが石英に變移せるものと考へらる。白堊紀より古き粘土中にはクリストバライトの存在なし。ベントナイト及び漂布土中の本礦物の成因に就ては全く疑問なり。(Econ. Geol., 35, 867~875, 1940)[竹内]

#### 6366, イライト及びモンモリロン石の加熱による影響 Grim, R. E. and Bradley, W. F.

3種の純粹イライト種, 1の純粹モンモリロン石及び1種の天然粘土(モンモリロン石, 石英及び褐鐵礦を含有)を400°に至る各種温度に加熱し, X線及び光學的にその變化を検せり。イライト中に於けるムル石の生成は1100°Cにしてモンモリロン石中に於ては1050~1100°C間なり。(J. Am. Ceram. Soc., 23, 242~248, 1940)[竹内]

#### 5367, カナダ産水滑石よりの苦土採收に就て M. F. Goudge.

カナダに於ては Ontario, Quebec 等

の各所に甚だしく變質せる石灰岩ありて多量の水滑石を含有す。水滑石は塊狀、葉片狀、纖維狀の3種の產狀あるが前記石灰岩中のものは主として塊狀のものにして焙燒粒の分析例は次の如し。珪酸 0.40 酸化第二鐵 1.65 礬土 0.34 曹達 0.46 加里 0.05 滿俺 0.14 銅 0.03 石灰 0.56 苦土 96.25 灼熱減量 0.10 合計 99.98% 石灰岩中の CaO:MgO は可成り均等で白雲石のそれに類似し石灰岩中の水滑石含量は36.7%を超ゆるもの少きにより水滑石は白雲石より生成せられたりと結論せり。上記の如き石灰岩は適當なる温度に燒きて適量の水を加へ石灰分を粉末狀水酸化石灰となし空氣分離器によりてこれを水滑石と分ち、得られたる水滑石粒はこれを洗滌して精礦となし耐火物その他種々の用途に供する事を得。(Canad Min. & Met. Bull. Sept. 1940, p. 481)[鈴木]

### 石 炭

#### 6370, 石炭のX線の研究 松永義明

著者は本論文の第十一表にて掲げたる如き本邦産石炭10種につき工業分析或は燃料比を算出して石炭の分類を行へり。之等の石炭は產地より言ふも種類より言ふも本邦産石炭の代表的な全分野に亘れり。之等の石炭のリグニン反應及び Donath 反應により瀝青炭と褐炭の區別をなし、更にベンゾールにて一時間抽出して螢光によりて之を確めたり。更に之等多くの石炭のX線迴折寫眞を撮りて比較研究せり、X線研究の結果を要すれば次の如し。(1) Durain は新しき二本



の干涉圖を示す。(2) Fusain は C. Mahadevan の意味するものと著者の意味するものとはその干涉圖の比較より考察する時は異なるものの如し。その原因は灰分の多少によるのならん。(3) 石炭には Durain と Vitrain の二構造要素以外に褐炭型 X 線圖を示す構造を一要素とすべきなり。(4) 石炭の無煙炭、瀝青炭、褐炭、亜炭及び泥炭の區別は X 線的方法にても可能なり。(5) X 線圖の變化より考察して、石炭に於ける亜炭→褐炭→瀝青炭→無煙炭→石墨への進化は可能なり。(本誌第 6 卷第 5 號本欄第 2152 參照) (X 線創刊號 6~12, 1940) [高根]

#### 6369, 石炭の眞發熱量測定法 T. Evans.

H の分析を行はず工業分析の結果より石炭の眞發熱量を算出する方法なり。揮發分含有量の相等しき石炭の間では macerals の種類及量の變化の範圍より H の含有量を概算し得るが故に、英國炭 750 種の分析値に就き略滑かなる曲線上にある H-Vm 曲線より全發熱量-眞發熱量 (=H<sub>2</sub>O の蒸發潜熱) と Vm との關係に改め之に依り算出せる値は實際誤差の範圍を出でず。但米炭に對して使用せる結果は實際より低過ぎたり。是は米國炭には H の高い macerals の exinite 及び resinite が多い事に因るならん。因みに Seyler の最近の發表に依れば石炭の顯微鏡岩石學上の成分たる vitrain, clarain, durain は macerals なる顯微鏡岩石學上の單位をなす物質 1 種又は數種

の集合體で macerals には vitrinite, fusinite, exinite, resinite の 4 種あり。(Fuel, 181~182, 1940) [根橋]

### 参 考 科 學

6370, 地震及火山活動に伴ふ地球磁場の變化に關する研究(第二報) 昭和 13 年 5 月屈斜路湖岸の強震に伴ふ地磁氣の變化 加藤愛雄

昭和 13 年 5 月 29 日北海道屈斜路湖岸に強震が起つたが其震央附近で、シュミットの磁氣偏差計を用ひて地磁氣の垂直分力の觀測を行ひたるに、震央附近に +1300 ガンマ (1 ガンマは 10<sup>-5</sup> ガウス) に及ぶ正の磁氣異常と -700 ガンマの負の磁氣異常あり。而も斷層、地裂等の地形變形若くは被害の大なりし處は磁氣異常の最大の値を結ぶ線上に限られて居る。而してこの磁氣異常は地下 500 米の所まで幅 500 米の物質 (その帶磁率と周圍の物質のそれとの差を 0.024 電磁單位とする) が、岩脈の形で下から突き上つて來た場合の計算と一致する。即ち此の地震活動は斯くの如く岩漿が地殻の弱線に沿ひ突き上つた爲と解せられる。尙此の地震に伴へる地形變形としては湖岸の東側が最大約 25 cm の隆起をみた。反對に西湖岸は約 20 cm の沈下を見、從つて湖内に津波現象あり。猶此の地形變動は地震動の直前より行はれ居りしものと考へられる。(Sci. Rep. Tôhoku. Imp. Univ. 29, 3, P 315~328, 1940) [加藤]



## 本 會 役 員

會 長 神 津 淑 祐

幹事兼編輯

渡邊萬次郎

高橋 純一

坪井誠太郎

鈴木 醇

伊藤 貞市

庶務主任

渡邊 新六

會計主任

高根 勝利

圖書主任

竹内 常彦

本 會 顧 問 (五十音順)

伊木 常誠

石原 富松

上床 國夫

小川 琢治

大井上義近

大村 一藏

金原 信泰

加藤 武夫

木下 龜城

木村 六郎

竹内 維彦

立岩 巖

田中 館秀三

中尾 謹次郎

中村 新太郎

野田 勢次郎

原田 準平

福田 連

藤村 幸一

福富 忠男

保科 正昭

本間 不二男

松本 唯一

松山 基範

松原 厚

井上 禧之助

山口 孝三

山田 光雄

山根 新次

本誌抄録欄擔任者 (五十音順)

大森 啓一

加藤 磐雄

河野 義禮

鈴木 廉三九

瀬戸 國勝

高橋 純一

竹内 常彦

高根 勝利

中野 長俊

根橋 雄太郎

待場 勇

八木 次男

八木 健三

渡邊 萬次郎

渡邊 新六

昭和十六年 二 月廿五日印刷

昭和十六年 三 月 一 日發行

編輯兼發行者

仙臺市東北帝國大學理學部内

日本岩石礦物礦床學會

右代表者 本 名 隆 志

印 刷 者

仙臺市國分町七十七番地

笹 氣 幸 助

印 刷 所

仙臺市國分町八十八番地

笹 氣 印 刷 所

電 話 2636・113 番

入 會 申 込 所

仙臺市東北帝國大學理學部内

日本岩石礦物礦床學會

會 費 發 送 先

右 會 内 高 根 勝 利

(振替仙臺 8825 番)

本 會 會 費

半ヶ年分 參圓五拾錢 (前納)

一ヶ年分 七 圓

賣 捌 所

仙 臺 市 國 分 町

丸善株式會社仙臺支店

(振替仙臺 15 番)

東京市神田區錦丁三丁目十八番地

東 京 堂

(振替東京 270 番)

本誌定價(郵稅共) 1 部 70 錢

半ヶ年分 豫約 4 圓

一ヶ年分 豫約 8 圓

本誌廣告料 普通頁 1 頁 20 圓

半年以上連載は 4 割引

---

The Journal of the Japanese Association  
of  
Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists.

---

CONTENTS.

- On the molybdenum deposits of the Marumori mine, Miyagi  
Prefecture ..... M. Watanabé, *R. H.*  
The great activity of Miyake-jima in 1940 (II) ..... J. Saitô, *R. S.*  
Chromite deposits in the vicinity of Sekimiya, Hyôgo  
Prefecture (I) ..... T. Isikawa, *R. S.*  
Pseudomorph of anglesite after galena from the Yakumo mine,  
Hokkaidô ..... R. Suzuki, *R. S.*  
Abstracts :  
*Mineralogy and crystallography.* Cause of colours of some minerals  
etc.  
*Petrology and volcanology.* Contact and endomorphic phenomena  
associated with a part of the Idaho batholith etc.  
*Ore deposits.* Studies on Korean gold ores etc.  
*Petroleum deposits.* Characteristics of the Maikop oil-field.  
*Ceramic minerals.* Cristobalite in bentonite etc.  
*Coal.* X-ray study of coal etc.  
*Related science.* Investigation in the changes of earth's magnetic  
field accompanying earthquakes or volcanic eruptions.
- 

Published monthly by the Association, in the Institute of  
Mineralogy, Petrology and Economic Geology,  
Tôhoku Imperial University, Sendai, Japan.